

공학석사 학위논문

# 가우스-뉴턴법을 이용한 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘 개발 및 적용

Development and Application of Seismic Single Trace  
Inversion Algorithm using Gauss-Newton Method



지도교수 신 성 렬

2015년 01월 16일

한국해양대학교 대학원

해양에너지자원공학과

최 연 진

본 논문을 최연진의 공학석사 학위논문으로  
인준함.



위원장 유 경 근 (인)

위 원 신 성 렬 (인)

위 19 원 정 우 근 (인)

2015년 01월 16일

한국해양대학교 대학원

# 목 차

<b>List of Tables</b> .....	iv
<b>List of Figures</b> .....	v
<b>Abstract</b> .....	viii

<b>1. 서 론</b> .....	1
<b>2. 단일 탄성과 트레이스 역산 알고리즘 개발</b> .....	4
2.1 엇격자 유한차분법을 이용한 수치모델링 .....	8
2.2 경계 조건 .....	10
2.3 가우스-뉴턴법을 이용한 탄성과 파형역산 .....	14
2.4 가상음원을 이용한 편미분과동장 계산 .....	15
2.5 음원추정 알고리즘 .....	17
2.6 개발된 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘 검증 .....	19
<b>3. 중합 후 탄성과 자료에 대한 알고리즘 적용</b> .....	23
3.1 탄성과 관측자료 생성 .....	23
3.2 탄성과 자료처리 .....	28
3.3 개발된 단일 탄성과 트레이스 역산 알고리즘 적용 .....	33
3.4 기존 중합 후 파형역산 알고리즘 적용 .....	35
3.4.1 bandlimited inversion .....	38
3.4.2 model based inversion .....	40
3.4.3 colored inversion .....	42
3.5 개발된 알고리즘과 기존 알고리즘의 결과 비교 .....	44

<b>4. 단일채널 탄성과 탐사 자료에 대한 적용</b> .....	47
4.1 수치모델링 자료에 대한 알고리즘 적용 .....	51
4.1.1 수치모델링 자료 생성 .....	51
4.1.2 알고리즘 적용 결과 .....	52
4.2 현장 관측자료에 대한 알고리즘 적용 .....	60
4.2.1 현장 관측자료 취득 및 처리 .....	60
4.2.2 알고리즘 적용 결과 .....	64
 <b>5. 결론</b> .....	 68
 감사의 글 .....	 70
 참고문헌 .....	 71
 Bibliography .....	 74





# List of Tables

<b>Table. 1</b> Synthetic modelin parameter for verifying proposed algorithms .....	19
<b>Table. 2</b> Post stack synthetic modelin parameter .....	24
<b>Table. 3</b> Inversion parameter for model based inversion algorithms ...	40
<b>Table. 4</b> Single channel seismic survey synthetic modeling parameter	43
<b>Table. 5</b> Number of iterations for applied algorithm .....	51
<b>Table. 6</b> Seismic survey parameter obtained from the Busan Port .....	61



## List of Figures

<b>Fig. 1</b>	<b>Diagram of multi channel seismic survey (a), seismogram at before (b) and after NMO correlation (c)</b>	<b>5</b>
<b>Fig. 2</b>	<b>Diagram of zero-offset seismic survey (a) and seismogram at zero-offset survey (b)</b>	<b>5</b>
<b>Fig. 3</b>	<b>Flowchart of seismic single trace inverison algorithm</b>	<b>7</b>
<b>Fig. 4</b>	<b>The elementary cells of 1D staggered grid finite difference method</b>	<b>8</b>
<b>Fig. 5</b>	<b>Synthetic seismogram before (a) and after boundary condition (b)</b>	<b>13</b>
<b>Fig. 6</b>	<b>Comparison of partial derivative wavefield from FD method and modeling using virtual source</b>	<b>16</b>
<b>Fig. 7</b>	<b>Comparison of true and initial velocity profile for verifying proposed algorithm</b>	<b>19</b>
<b>Fig. 8</b>	<b>Synthetic trace from true velocity profile</b>	<b>20</b>
<b>Fig. 9</b>	<b>RMS error curve according to iteration</b>	<b>20</b>
<b>Fig. 10</b>	<b>Comparoson of true and inverted velocity model using proposed seismic single trace inversion algorithm</b>	<b>21</b>
<b>Fig. 11</b>	<b>Comparison of true and estimated source wavelet using proposed seismic single trace inversion algorithm</b>	<b>22</b>
<b>Fig. 12</b>	<b>Comparison of observed and calculated trace using proposed seismic single trace inversion algorithm</b>	<b>22</b>
<b>Fig. 13</b>	<b>Marmousi2 true p-wave velocity model</b>	<b>25</b>

<b>Fig. 14 Synthetic seismogram using Marmousi2 true p-wave velocity model obtained from well #1 (a), well #2 (b), well #3 (c) position</b>	26
<b>Fig. 15 P-wave sonic logging data from Marmousi2 true p-wave velocity model obtained from 1.25 km (a), 5.0 km (b), 8.25 km (c) position</b>	27
<b>Fig. 16 Flowchart of synthetic data processing using Hampson-russell</b>	29
<b>Fig. 17 Result of synthetic seismogram applied super gather (a), nmo correlation (b), stack (c)</b>	32
<b>Fig. 18 Initial velocity model using single trace inversion algorithm</b>	33
<b>Fig. 19 RMS error curve according to iteration</b>	33
<b>Fig. 20 Inverted velocity model using single trace inversion algorithm</b>	34
<b>Fig. 21 Flowchart of post stack inversion at Hampson-Russell</b>	36
<b>Fig. 22 Synthetic seismogram applied phase shift</b>	37
<b>Fig. 23 Inverted p-wave velocity model using bandlimited inversion algorithm</b>	39
<b>Fig. 24 Inverted p-wave velocity model using model based inversion algorithm</b>	41
<b>Fig. 25 Operator for colored inversion</b>	42
<b>Fig. 26 Inverted p-wave velocity model using colored inversion algorithm</b>	43
<b>Fig. 27 Inverted velocity profile at well#2 using proposed seismic single trace inversion algorithm (a), bandlimited inversion algorithm (b), model based inversion algorithm (c), colored inversion algorithm (d)</b>	46
<b>Fig. 28 True p-wave velocity model of single channel seismic survey modified from Marmousi2 p-wave velocity model</b>	48

<b>Fig. 29 Synthetic seismogram at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d) .....</b>	<b>50</b>
<b>Fig. 30 Inverted p-wave velocity model at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d) .....</b>	<b>53</b>
<b>Fig. 31 Comparison of true and inverted velocity profile at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d) obtained from 100 m .....</b>	<b>55</b>
<b>Fig. 32 Comparison of true and estimated source wavelet at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d) obtained from 100 m .....</b>	<b>57</b>
<b>Fig. 33 Comparison of observed and calculated trace at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d) obtained from 100 m .....</b>	<b>59</b>
<b>Fig. 34 Track chart at the Busan Port .....</b>	<b>60</b>
<b>Fig. 35 Flowchart of data processing using field data set obtained from the Busan Port .....</b>	<b>61</b>
<b>Fig. 36 Raw seismogram obtained from the Busan Port (a), processed seismogram (b) .....</b>	<b>63</b>
<b>Fig. 37 Linear increased initial velocity model .....</b>	<b>64</b>
<b>Fig. 38 RMS error according to iteration .....</b>	<b>64</b>
<b>Fig. 39 Inverted velocity model using field data set .....</b>	<b>65</b>
<b>Fig. 40 Inverted velocity profile obtained from 250 m (a), 500 m (b), 750 m (c) .....</b>	<b>66</b>
<b>Fig. 41 Comparison of observed and calculated trace obtained from 250 m (a), 500 m (b), 750 m (c) .....</b>	<b>67</b>

# **Development and Application of Seismic Single Trace Inversion Algorithm using Gauss-Newton Method**

Choi, Yeon Jin

Department of Ocean Energy & Resources Engineering  
Division of Energy & Resources Engineering  
Graduate School of Korea Maritime University

## **Abstract**

In this study, a seismic single trace inversion algorithm was developed to build a subsurface velocity model using waveform inversion. The existing single trace inversion algorithm is conducted based on the convolution theory. In contrast, the proposed algorithm assumes that the subsurface velocity model is one-dimensional, and utilizes the Gauss-Newton method to build a velocity model. To develop the algorithm, a numerical modeling algorithm based on the staggered grid finite difference method was applied, and the virtual source term was defined to calculate the Hessian matrix. In addition, the seismic source estimation technique was used.

The validity of the proposed algorithm was verified through numerical tests using the Marmousi2 model. First, the numerical test using post-stack data was conducted. In this test, an inverted velocity model was built using the proposed algorithm, and the algorithm was compared with the post-stack inversion algorithms of the Hampson-Russell software. As a result, the proposed algorithm seems to yield better results than the existing algorithms. Next, a numerical test was conducted to investigate the

effect of offset. For such purpose, numerical modeling data obtained by a single channel were used. As a result, a reliable result within 10m offset was confirmed. Finally, the algorithm was applied to the field dataset obtained from Busan Port to build a velocity model, and the proposed algorithm was found to be applicable to field data.

**KEY WORDS:** **Seismic single trace inversion** 탄성과 단일 트레이스 역산; **Gauss-newton method** 가우스-뉴턴법; **post stack inversion** 중합 후 역산



## 제 1 장 서 론

최근 석유 자원의 고갈에 따라 석유 탐사의 대상이 심해 저류층으로 확대되고 있으며, 암염동, 탄산염유전과 같이 복잡한 지역으로 옮겨지고 있다(Park, et al., 2010; Jung, 2013). 이에 석유가 집적될 수 있는 유망구조를 확인하고 정확한 시추 지점 선정을 위한 탄성과 자료취득, 처리, 해석 기술의 중요성이 커지고 있다. 탄성과 자료처리는 탄성과 탐사를 통해 취득된 탄성과 자료의 품질을 높이고, 자료 해석이 용이하도록 하는 과정으로, 탐사 목적과 대상, 탐사 방법에 따라 다양한 자료처리 기술이 제안, 발전하였다. 특히 40년전부터 발전된 컴퓨터를 이용한 디지털 탄성과 자료처리 기술은 잡음감쇠, 변수 조절, 구조보정, 지하 영상화 기술에 큰 영향을 주었다(Roth, 2004). 탄성과 자료처리 방법 중에서 탄성과 파형역산은 지하 매질의 물성 파악과 지층 영상화를 목적으로 수행되어 왔다. 탄성과 파형역산은 지하 매질의 초기 물성모델을 설정하고, 설정한 물성모델에서의 탄성과 거동과 실제 탄성과 거동의 차이가 최소가 되도록 물성 정보를 반복적으로 갱신하는 방법으로 컴퓨터 환경의 발달에 따라 관련 연구가 활발히 진행되고 있다. 탄성과 파형역산에 관한 연구는 Lailly(1983)와 Tarantola(1984)에 의해 역전파 알고리즘을 이용한 방법이 제안되었으며, 이후 Mora(1987)는 탄성과 파형역산을 음향매질에서 탄성매질로 확장하였다. Pratt(1990)과 Pratt, et al.(1998)는 기존의 시간영역 이외에도 주파수영역에서의 파형역산 방법을 제안하였다. 주파수영역에서의 파형역산은 주파수에 따른 파동장을 병렬화하여 계산함으로써 시간영역에 비해 효율적인 계산이 가능하다. 하지만 시간영역과 주파수영역에서의 파형역산은 정확한 지하 영상화를 위한 저주파수 성분이 부족한 한계가 존재한다. 이러한 한계는 Shin and Cha(2008, 2009)에 의해 라플라스영역과 라플라스-주파수영역에서의 파형역산을 통해 보완되었다. 최근에는 단순한 음향매질이나 탄성매질 이외에도 지층의 감쇠특성을 고려하거나, 이방성을 가지는 VTI매질이나 TTI매질에서의 파형역산에 대한

연구가 진행되고 있다. 이러한 탄성과 파형역산에 대한 연구는 다중채널 탄성과 탐사 자료를 이용한 중합 전 파형역산을 대상으로 수행되었다. 하지만 중합 전 파형역산을 수행하기 위해서는 많은 비용과 대용량의 컴퓨팅 장비가 필요하며, 특히 전통적인 가우스-뉴턴방법의 경우 헤시안 행렬을 구성하기 위하여 막대한 연산능력과 메모리 처리능력이 필요한 한계를 가진다.

탄성과 트레이스로부터 지하 매질의 물성정보를 직접 구하기 위한 방법인 탄성과 트레이스 역산의 경우, 컨벌루션 이론을 바탕으로 탄성과 트레이스로부터 지하매질의 음향임피던스, 반사계수를 얻는 방법이 주로 사용된다(Sven & Laurence, 1999; Virieux & Operto, 2009). 최근에는 하모니서치 알고리즘, 유전적 알고리즘 등을 활용하여 결과의 해상도와 정확도 개선을 위한 연구가 수행되었다(Kumar & Gupta, 2012; Khiem & Dennis, 2012). 이 방법은 중합 후 탄성과 자료를 대상으로 활용되고 있으며, 방법의 간단함과 빠른 계산 속도를 이유로 Schlumberger의 Petrel geophysics, HIS의 Kingdom이나 CGG의 Hampson-Russell과 같은 탄성과 자료처리 프로그램에 널리 적용되고 있다. 하지만 저주파수 성분이 부족하고 특정 주파수 대역을 가지는 탄성과 트레이스의 특성 상, 탄성과 트레이스 역산 결과는 저주파수영역과 고주파수영역의 성분이 부족한 한계를 가진다. 따라서 역산 결과의 수직해상도도 부족한 주파수대역에 따라 한계를 가지며, 특히 저주파수 성분의 부족은 역산을 통한 지하구조 영상화에 부정적인 영향을 준다(Russell, 1991).

본 논문에서는 중합 전 탄성과 탐사 자료에 주로 적용되는 중합 전 파형역산 방법을 탄성과 트레이스 역산에 적용하여 파동방정식과 가우스-뉴턴법을 이용한 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘을 개발하였다. 개발된 알고리즘은 지하매질을 1차원으로 가정한 1차원 파형역산을 이용하였다. 일반적으로 중합 전 파형역산에서는 오프셋과 수진기 배열을 고려하기 위해 2차원 지층모델의 설정이 필요하다. 중합 전 탄성과 자료는 자료처리를 거쳐 중합 후 탄성과 자료로 변환되며, 특히 NMO 보정, 중합을 거친 중합 후 탄성과 자료는 수직 입사된 형태로 바뀌게 되므로 수직 입사, 수직 반사되는 1차원 지층모델에서의 탄성과 거동과 유사하다. 본 논문에서는 이러한 사실을 바탕으로 단일 탄성과 트레이스를 대상으로 하는 파형역산에 1차원 파형역산을 적용하였다. 개발된 알고리

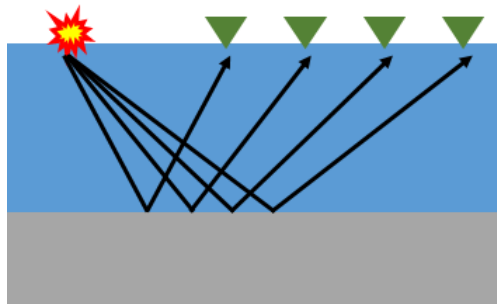


즘은 1차원 지하매질을 가정하여 1차원 탄성과동방정식을 이용하였으며, 시간 영역에서 수행하였다. 알고리즘을 개발하기 위하여 1차원 엇격자 유한차분법을 이용한 수치모델링 알고리즘을 개발하였으며, 편미분과동장 생성을 위하여 가상음원을 정의하였다. 탄성과 파형역산에 필요한 음원파형은 Kim, et al.(2013)에 의해 제안된 음원추정 알고리즘을 적용하였으며, 해저 반사파 피킹 정보를 이용하여 뮤팅을 수행하여 역산 결과의 정확성을 향상시켰다.

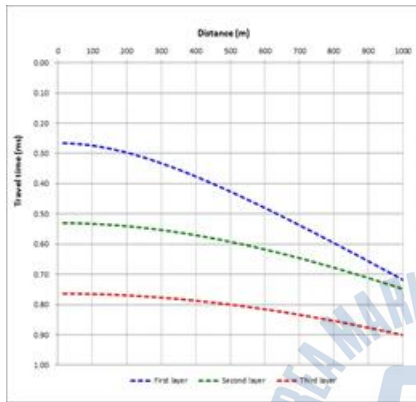
본 논문을 통해 개발된 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘은 수치모델링 자료를 이용한 수치모형실험을 통해 검증하였다. 알고리즘의 검증은 중합 후 탐사자료와 단일채널 탐사자료로 나누어 수행하였다. 알고리즘을 적용하기 위한 중합 후 자료는 수정된 Marmousi2 모델에서 2차원 엇격자 유한차분법을 통해 생성하였으며, 자료처리를 통하여 중합 후 단면으로 변환하였다. 개발된 알고리즘은 Hampson-Russell의 STRATA모듈에서 제공하는 중합 후 파형역산 알고리즘과 비교해 보았다. Hampson-Russell은 석유탐사를 위한 탄성과 자료처리에 활용되는 프로그램으로 AVO 분석, 파형역산, 속성분석 등 다양한 분석모듈을 제공하여 전 세계적으로 널리 활용되고 있다. 이러한 상용 프로그램과의 비교를 통하여 개발된 알고리즘의 효과를 직, 간접적으로 확인할 수 있을 것이라 사료된다. 단일채널 탄성과 탐사자료를 이용하여 수치모형실험을 통해 음원과 수진기의 거리차인 오프셋에 의한 효과를 확인하였다. 단일채널 탄성과 탐사는 하나의 음원과 수진기를 사용하기 때문에 다중채널 탄성과 탐사와 달리 한번 발파 시, 하나의 지점에서의 자료만 취득이 가능하다. 따라서 지하매질을 1차원 매질로 가정하는 개발된 알고리즘을 이용하여 효율적인 파형역산이 가능할 것이라 사료된다. 하지만 단일채널 탐사자료에 개발된 알고리즘을 적용하기 위해서는 음원과 수진기의 거리차인 오프셋에 의한 효과를 고려하여야 한다. 본 알고리즘은 지연시간을 제거하여 오프셋에 의한 효과를 보정하였으며, 5 m, 10 m, 15 m의 오프셋을 가지는 수치모델링 자료에 적용하여 오프셋의 효과를 확인하였다. 마지막으로 개발된 알고리즘은 부산항에서 취득된 현장 관측자료에 적용해 보았다.

## 제 2 장 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘 개발

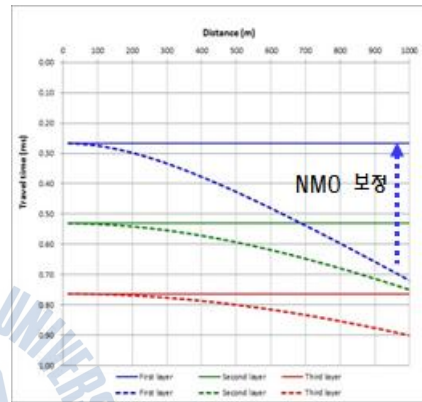
본 연구에서는 1차원 탄성과동방정식을 바탕으로 가우스-뉴턴법을 이용한 단일 탄성과 트레이스 역산 알고리즘을 개발하였다. 중합 전 파형역산에서는 Fig. 1 (a)의 모식도에서와 같이 음원과 수진기의 배열과 오프셋 등을 고려하기 위해 2차원 지층모델의 설정이 필수적이다. 이때의 탄성과 거동을 살펴보면 Fig. 1 (b)와 같이 음원과 수진기의 거리에 의해 노말무브아웃, 즉 NMO가 발생하게 된다. Fig. 1 (b)와 같은 중합 전 탄성과 자료는 중합을 통해 중합 후 탄성과 자료로 변화하게 되는데, 이때 Fig. 1 (c)와 같이 NMO를 보정하는 NMO 보정이 필수적으로 수행된다. NMO 보정은 오프셋에 의해 늘어난 탄성과 트레이스를 본래의 반사지점으로 이동시킴으로써 수직 입사되는 탄성과 트레이스로 변화시키는 과정이다. 반면 Fig. 2 (a)와 같은 제로오프셋탐사는 수직입사, 반사하기 때문에 Fig. 2 (b)와 같이 1차원 지층모델에서의 탄성과 거동과 유사한 특징을 가진다. Fig. 1 (c)와 같이 NMO 보정된 중합 후 탄성과 자료는 Fig. 2 (b)와 같은 제로오프셋에서의 탄성과 거동과 유사하며, 이는 1차원 지하매질에서의 탄성과 자료라고 할 수 있다.



(a)

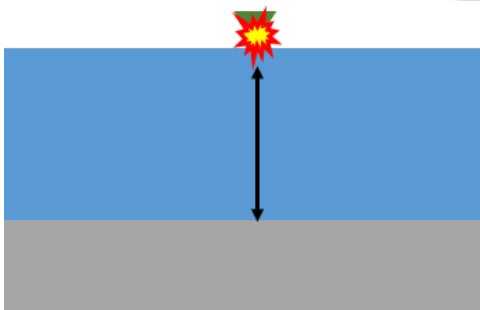


(b)

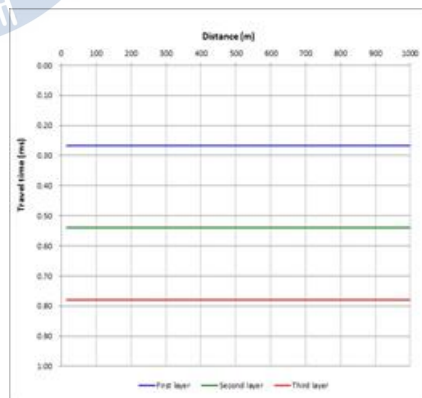


(c)

**Fig. 1** Diagram of multi channel seismic survey (a), seismogram at before (b) and after NMO correlation (c)



(a)



(b)

**Fig. 2** Diagram of zero-offset seismic survey (a) and seismogram at zero-offset survey (b)

본 연구에서는 이러한 사실을 바탕으로 지하매질을 1차원 매질로 가정한 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘을 개발하였다. 개발한 알고리즘은 Fig. 3의 과정에 따라 수행된다. 탄성과 파형역산을 위해 필요한 수치모델링 자료의 생성은 1차원 지하 매질을 바탕으로 하는 1차원 탄성과동방정식을 이용하여 시간 영역의 엇격자 유한차분법을 이용하였다. 엇격자 유한차분법은 음원향의 처리가 간편하고, 매질의 물성차이가 큰 경우에도 안정적인 수치모델링이 가능하다. 1차원 탄성과동방정식을 엇격자 유한차분법을 이용하여 풀기 위해 1차원 엇격자에서의 물성 분포를 구성하였으며, 자유면 경계조건과 CPML(Convolutional Perfectly Matched Layer) 경계조건을 적용하였다.

본 알고리즘에서 파형역산은 안정적인 계산이 가능한 가우스-뉴턴법을 이용하였다. 가우스-뉴턴법을 적용하기 위해서는 헤시안 행렬의 계산이 필수적이다. 하지만 헤시안 행렬의 계산을 위해서는 많은 계산과 메모리 용량이 필요하기 때문에 기존의 탄성과 파형역산 알고리즘은 근사 헤시안 행렬이나 음원-수진기의 상관법칙을 활용하는 등 간접적인 방법을 이용한다. 하지만 본 연구를 통해 개발된 알고리즘은 역산결과의 정확성을 향상시키기 위하여 편미분파동장을 이용하여 헤시안 행렬을 직접 구성하였다. 편미분파동장은 가상음원을 이용한 수치모델링을 통해 구하였다. 이를 위하여 1차원 엇격자 유한차분법에 적합한 가상음원을 정의하였으며, 이를 유한차분법을 통해 얻은 편미분파동장과 비교해 보았다.

탄성과 자료에는 음원에 대한 정보가 없기 때문에 탄성과 파형역산을 위해서는 음원과파형의 추정이 필수적이다. 본 연구에서는 Kim, et al.(2013)에 의해 제안된 디콘볼루션 방법을 이용하여 음원과파형을 추정하였다. 음원추정의 정확성을 높이기 위하여 해수에서의 속도가 알려진 직접파 부분을 사용하였다. 파형역산에 사용된 탄성과 자료는 해저면 반사이벤트를 피킹하였으며, 뮤팅을 통하여 직접파 부분과 반사파 부분을 분리하였다. 분리된 자료 중 직접파 부분은 음원추정에 활용하였으며, 반사파 부분은 파형역산에 활용하였다.

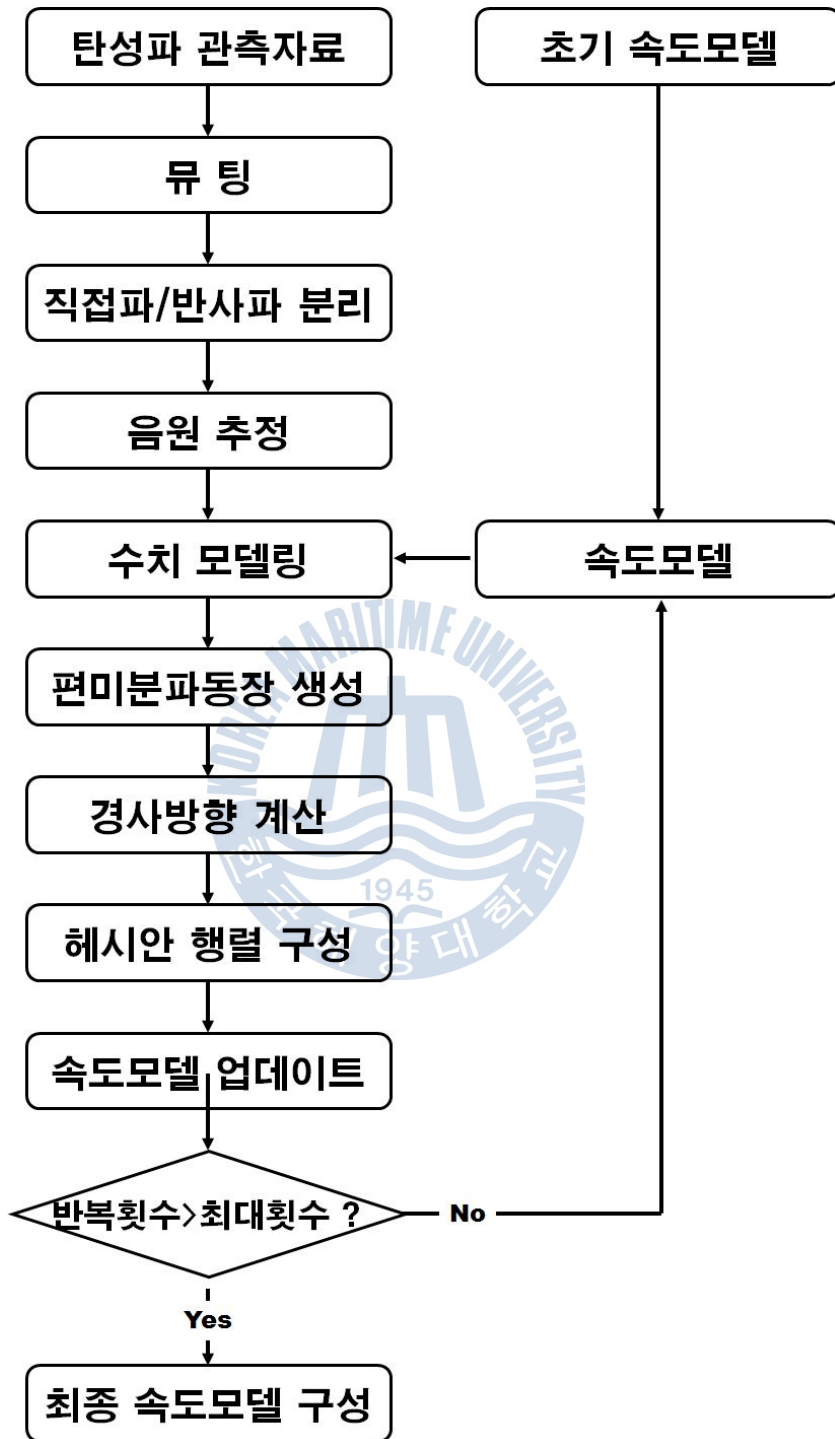
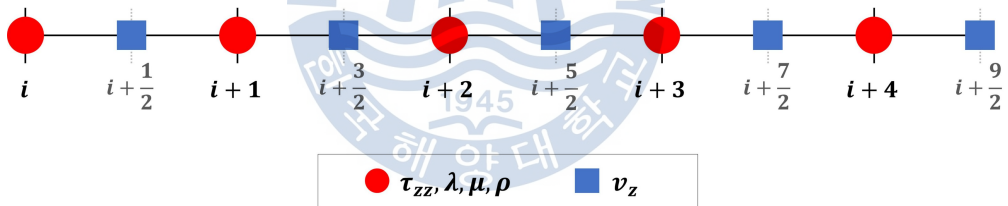


Fig. 3 Flowchart of seismic single trace inversion algorithm

## 2.1 엇격자 유한차분법을 이용한 수치모델링

탄성과 수치모델링은 지하매질의 전파하는 탄성파의 거동을 모사하기 위한 수치해석적 방법이다. 일반적으로 지하 구조에 의한 반응은 변수에 의한 비선형적 관계식으로 나타나므로, 근사적인 해법인 적분방정식법, 경계요소법이나 미분 연산자를 이용하는 유한차분법, 유한 요소법 등의 방법이 사용된다. 탄성과 수치모델링은 탄성과 파형역산을 수행하기 위해 필수적인 과정으로 현장 관측자료와의 비교를 위한 모델링자료의 생성, 편미분과동장 계산에 활용된다. 본 논문에서는 엇격자 유한차분법을 이용하여 수치모델링을 수행하였다. 엇격자 유한차분법은 미분연산자가 시간과 공간의 중심점에 위치하는 방법으로, 속도와 응력항의 독립적으로 계산함으로써 효율적이고 간결한 계산이 가능하다. 또한 음원항의 처리가 간편하고, 매질의 물성차이가 큰 경우에도 안정적이고 정확한 해의 계산이 가능한 장점이 존재한다(Graves, 1996; Shin, et al., 1997). 엇격자 유한차분법을 위하여 1차원 엇격자에서의 물성분포를 Fig. 4와 같이 구성하였다.



**Fig. 4** The elementary cells of 1D staggered grid finite difference method

이때 1차원 등방성 탄성매질에서의 탄성과 파동방정식은 속도-응력항으로써 식 (1)과 식 (2)와 같이 표현가능하다.

$$\rho \frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (2)$$

여기서  $\rho$ 는 밀도,  $v_z$ 와  $\tau_{zz}$ 는 각  $z$ 방향에 대한 속도와 응력 항이며,  $\lambda$ 와  $\mu$ 는

라메상수를 나타낸다. 탄성파동방정식을 풀기위하여 식 (3)과 같은 4차근사일때의 유한차분연산자를 사용하였다(Graves, 1996).

$$D_z v_z = \frac{1}{\Delta z} \left( \frac{9}{8} (v_{i+1/2} - v_{i-1/2}) - \frac{1}{24} (v_{i+3/2} - v_{i-3/2}) \right) \quad (3)$$

식 (3)을 식 (1)과 식 (2)에 적용하면 아래의 식 (4)와 식 (5)와 같이 나타낼 수 있다.

$$v_z^{n+1/2} = v_z^{n-1/2} + \Delta t b_z (D_z \tau_{zz})^n \quad (4)$$

$$\tau_{zz}^{n+1/2} = \tau_{zz}^{n-1/2} + \Delta t (\lambda + 2\mu) (D_z v_z)^n \quad (5)$$

여기서  $b_z$ 는 매질의 부력으로써 밀도의 역수로 나타내며  $n$ 은 시간간격을 나타낸다.

수치적인 방법으로 탄성과 파동을 모델링할 때에는 안정조건, 격자분산과 경계조건을 고려해야 한다. 특히 수치해석적인 방법을 이용한 탄성과 모델링에서는 시간간격과 모델의 격자간격의 크기가 작을수록 수치해가 이론해에 근사하지만, 메모리와 계산시간이 증가하는 문제가 있다. 반면 격자의 크기가 크면 분산이 일어나 탄성파의 전파가 왜곡되어 나타날 수 있다. 따라서 수치모델링의 안정조건을 만족하고, 격자분산이 일어나지 않는 적절한 시간간격과 격자간격의 설정이 필요하다(Alford, et al., 1974; Kelly, et al., 1974; Kim, et al., 2007). 본 연구에서는 식 (6)과 같은 안정조건을 적용하였으며, 격자분산을 방지하기 위하여 파장 당 격자수를 10개로 하였다.

$$\Delta t < 0.85 \frac{\Delta z}{V_{\max}} \quad (6)$$

여기서  $\Delta t$ 가 시간간격,  $\Delta z$ 가 격자간격이며,  $V_{\max}$ 는 매질의 최대 속도이다. 본 논문에서 활용한 경계조건은 다음 절에서 자세히 설명하였다.



## 2.2 경계 조건

반무한 매질인 실제 지층과 달리 수치모델링을 통해 파동을 모사하는 경우에는 계산속도와 컴퓨터 메모리의 한계에 의해 유한한 모델을 가정하여 수행된다. 이때 유한매질의 경계면에서는 반사파가 발생하기 때문에, 모델경계에서 발생하는 인공적인 반사파를 제거하기 위한 경계조건을 적용할 필요가 있다(Cho & Lee, 2009). 본 연구에서는 CPML 경계조건을 적용하여 반사파를 제거하였으며, 자유면 경계조건을 모델 상부에 적용하여 대기와 해양의 경계를 반영하였다. CPML 경계조건은 PML(Perfectly Matched Layer)를 수정, 보완한 방법으로 공간적인 변수에 복소수 영역을 적용하여 공간과 시간에 따라 파동을 감쇠시키는 것으로 적용이 간단하고, 파동감쇠에 좋은 결과를 얻을 수 있다. CPML 경계조건은 식 (7)와 같이  $z$ 방향에 대한 미분항에 감쇠연산자를 적용한다 (Komatitsch & Martin, 2007; Cho & Lee, 2009).

$$\frac{\partial}{\partial \tilde{z}} = \frac{1}{s_z} \frac{\partial}{\partial z} \quad (7)$$

여기서  $s_z$ 는 주파수 영역의 감쇠연산자로써 식 (8)와 같이 표현된다.

$$s_z = \kappa_z + \frac{d_z}{\alpha_z + iw} \quad (8)$$

여기서  $d_z$ 는 감쇠되는 축의 단면,  $\alpha_z$ ,  $\kappa_z$ 는 감쇠상수로써  $\alpha_z \geq 0$ ,  $\kappa_z \geq 1$ 의 값을 가진다. 식 (4)를 시간영역으로 변환하면 식 (9)과 같이 콘볼루션형태로 표현 가능하다.

$$\frac{\partial}{\partial \tilde{z}} = \overline{s_z}(t)^* \frac{\partial}{\partial z} \quad (9)$$



이때  $\overline{s_z}(t)$ 는  $\frac{1}{s_z}$ 의 역푸리에 결과이며 식 (10)과 같이 표현된다.

$$\overline{s_z}(t) = \frac{\delta(t)}{\kappa_z} - \frac{d_z}{\kappa_z^2} H(t) e^{-\left(\frac{d_z}{\kappa_z} + \alpha_z\right)t} \quad (10)$$

여기서  $\delta(t)$ 는 디랙 델타 함수(Direct delta function)이며  $H(t)$ 는 헤비사이드 함수(Heaviside function)를 나타낸다. 식 (10)을 이용하면 식 (9)는 다음의 식 (11)과 같이 표현가능하다.

$$\frac{\partial}{\partial \tilde{z}} = \frac{1}{k_z} \frac{\partial}{\partial z} + \psi_z \quad (11)$$

여기서  $\psi_z$ 는 재귀 관계식으로써 다음의 식 (12)와 같이 표현된다.

$$\psi_z^n = \left( -\frac{d_z}{\kappa_z^2} H(t) e^{-\left(\frac{d_z}{\kappa_z} + \alpha_z\right)t} * \frac{\partial}{\partial z} \right)^n = b_z \psi_z^{n-1} + a_z \left( \frac{\partial}{\partial z} \right)^{n+1/2} \quad (12)$$

이때  $a_z$ 와  $b_z$ 는 다음의 식 (13)과 식 (14)로 나타낼 수 있다.

$$a_z = \frac{d_z(b_z - 1)}{\kappa_z(d_z + \kappa_z \alpha_z)} \quad (13)$$

$$b_z = e^{-\left(\frac{d_z}{\kappa_z} + \alpha_z\right)\Delta t} \quad (14)$$

CPML 경계조건은 식 (9)과 같이 공간에 대한 미분연산자를 적용함으로써 간단하게 적용가능하다. 본 연구에서는 CPML 경계조건을 모델 하부에 적용하여 모델의 바닥에서 반사되는 반사파를 제거하였다. 모델 상부에는 자유면 경계조건을 적용하여 대기와 해상의 경계를 반영하였다. 자유면 경계에서는 다음의 식 (15)를 만족하여야 한다.

$$\tau_{zz}|_{iz=k} = 0 \quad \tau_{zz}|_{iz=k-1} = -\tau_{zz}|_{iz=k+1} \quad (15)$$

여기서  $k$ 는 자유면 경계조건이 적용된 모델 격자이다. 식 (15)을 고려하면 식 (4)와 식 (5)는 아래의 식 (16), 식 (17), 식 (18)과 같이 표현된다.

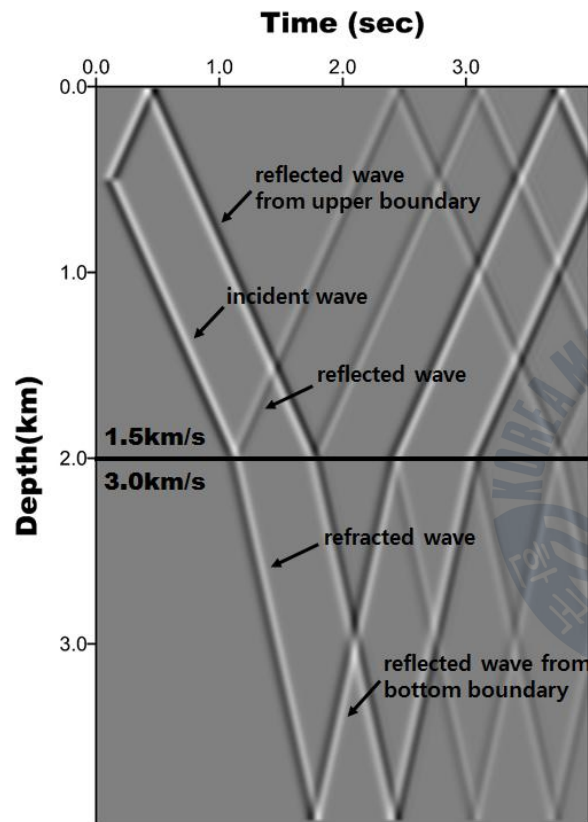
$$v_{z_0}^{n+1/2} = v_{z_0}^{n-1/2} + 2\Delta t b_z \left( \frac{9}{8} \tau_{zz_{1/2}} - \frac{1}{24} \tau_{zz_{3/2}} \right)^n \quad (16)$$

$$v_{z_1}^{n+1/2} = v_{z_1}^{n-1/2} + \Delta t b_z \left( \frac{9}{8} (\tau_{zz_{3/2}} - \tau_{zz_{1/2}}) - \frac{1}{24} (\tau_{zz_{5/2}} + \tau_{zz_{1/2}}) \right)^n \quad (17)$$

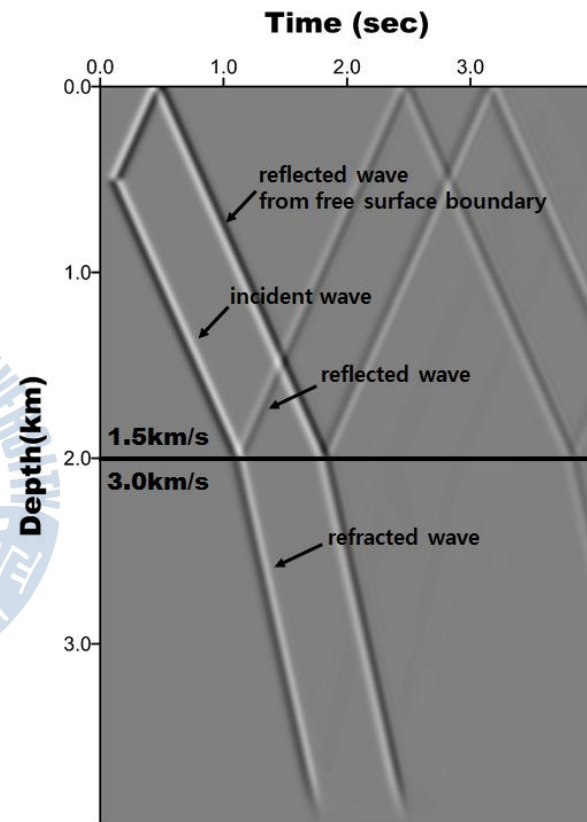
$$\tau_{zz_0}^{n+1/2} = \tau_{zz_0}^{n-1/2} + \Delta t (\lambda + 2\mu) (v_{z_1} - v_{z_0})^n \quad (18)$$

Fig. 5 와 같이 경계조건을 적용하지 않은 경우와 경계조건을 적용한 경우를 비교해 보면, CPML 경계조건을 적용함으로써, 모델의 바닥에서 반사되는 반사파가 제거되었으며, 상부의 자유면 경계조건에 의해 대기와 해양의 경계에 의해 반사되는 반사파가 발생하여 실제 해양 환경에서의 탄성과 거동과 유사함을 확인할 수 있다(Graves, 1996).





(a)



(b)

**Fig. 5** Synthetic seismogram before (a) and after boundary condition (b)

## 2.3 가우스-뉴턴법을 이용한 탄성과 파형역산

탄성과 파형역산은 현장에서 취득된 현장 탄성과 관측자료와 수치모델링을 통해 얻은 탄성과 모델링 자료의 차이를 목적함수로 측정하고, 그 차이가 최소가 되는 지하 매질의 물성 값을 갱신하는 방법이다. 목적함수는  $l_1$ ,  $l_2$ , 로그, 복소수, 후버함수(Huber function)와 같이 다양하게 정의할 수 있다(Tarantola, 1987; Pyun, et al., 2009; Ha, et al., 2009). 본 연구에서는 식 (19)과 같은  $l_2$ -norm을 이용하여 목적함수를 생성하였다.

$$E(p) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{nsrc} \int_0^T (u_i(t) - d_i(t))^2 dt \quad (19)$$

여기서  $p$ 은 속도에 관한 모델 파라미터,  $u_i(t)$ 는 탄성과 모델링 자료,  $d_i(t)$ 는 현장 탄성과 관측자료이며,  $nsrc$ 는 송신원의 개수,  $T$ 는 총 기록시간이다. 오차를 최소화하기 위하여 목적함수를 모델 파라미터  $p$ 에 관하여 편미분을 하면 식 (20)과 같이 나타낼 수 있다.

$$\frac{\partial E(p)}{\partial p_k} = \sum_{i=1}^{nsrc} \int_0^T \frac{\partial u_i(t)}{\partial p_k} (u_i(t) - d_i(t)) dt \quad (20)$$

여기서  $\frac{\partial E(p)}{\partial p_k}$ 는 경사방향,  $\frac{\partial u(t)}{\partial p_k}$ 는 편미분과동장을 나타낸다. 이때  $p_k$ 는  $k$ 번째 모델 격자에서의  $p$ 과 속도 값이다. 지하의 속도는 가우스-뉴턴법에 따라 다음의 식 (21)과 같이 표현된다(Tarantola, 1987).

$$p^{n+1} = p^n - H_a^{-1} J^t \Delta d \quad (21)$$

여기서  $p$ 는 지하 매질의 속도 값이며  $H_a$ 는 유사헤시안 행렬이며  $J$ 는 편미분과동장,  $\Delta d$ 는 모델링 자료와 관측자료의 잔차이며,  $n$ 은 반복횟수이다. 이때 헤시안 행렬은 식 (22)과 같이 나타낼 수 있다(Tarantola, 1987; Pratt, et al., 1998).

$$\vec{H} = \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial^2 m} = R\{\vec{J}^t \vec{J}\} + R\left\{\left(\frac{\partial \vec{J}^t}{\partial m_1}\right) \delta \vec{d} \left(\frac{\partial \vec{J}^t}{\partial m_2}\right) \delta \vec{d} \cdots \left(\frac{\partial \vec{J}^t}{\partial m_n}\right) \delta \vec{d}\right\} = \vec{H}_a + \vec{R} \quad (22)$$

여기서  $\vec{R}$ 은 매우 미소한 값으로 생략할 수 있다(Tarantola, 1987; Sheen, et al., 2006). 헤시안 행렬을 구하기 위한 편미분과동장은 다음 장에서 정의된 가상음원을 이용한 수치모델링을 통하여 계산하였다. 헤시안 행렬은 특이치 행렬에 가깝기 때문에 역행렬을 구할 수 없거나 매우 어려운 경우가 있다. 이때 감쇠율을 헤시안 행렬의 대각성분에 적용하여 불안정성을 개선할 수 있다(Shin, et al., 2001). 이를 이용하여 식 (21)에 감쇠율  $\alpha$ 를 사용하여 다음과 같은 식 (23)으로 표현할 수 있다.

$$p^{n+1} = p^n - (H_a + \alpha I)^{-1} J^t \Delta d \quad (23)$$

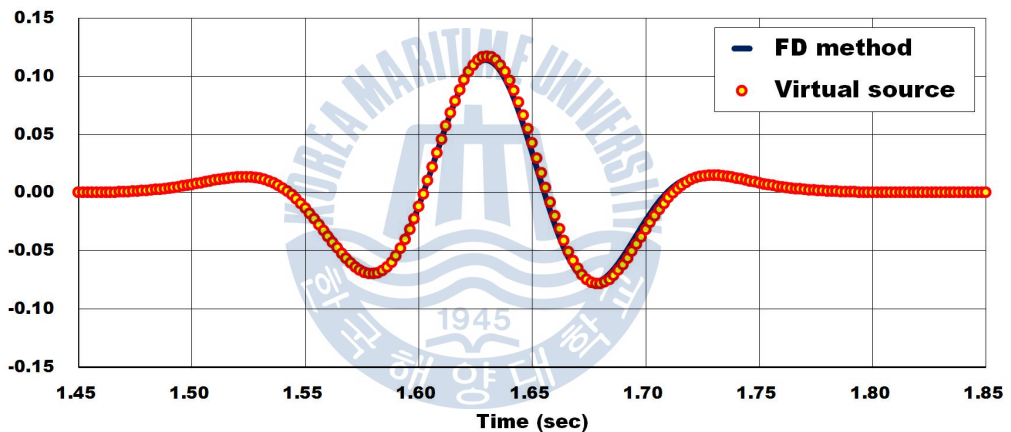
## 2.4 가상음원을 이용한 편미분과동장 계산

앞 장에서 설명한 것과 같이 편미분과동장은 헤시안 행렬의 구성과 경사방향의 계산에 필수적으로 활용된다. 따라서 정확한 편미분과동장의 계산은 역산결과에 큰 영향을 미치게 된다. 본 연구에서는 가상음원을 이용한 수치모델링을 통하여 편미분과동장을 계산하였다. 가상음원을 정의하기 위하여 식 (1), 식 (2)와 같은 1차원 탄성과동방정식을  $p$ 과 속도에 해당하는 모델파라미터  $p$ 로 편미분을 수행하면 아래의 식 (24)과 식 (25)로써 표현가능하다.

$$\rho \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial v_z}{\partial p_k} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial p_k} \right) \quad (24)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial p_k} \right) = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial v_z}{\partial p_k} \right) + \frac{\partial \lambda}{\partial p_k} \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (25)$$

여기서 가상음원 항은  $\frac{\partial \lambda}{\partial p_k} \frac{\partial v_z}{\partial z}$  로써, 파형역산을 위해 모델의 각 격자에서의 편미분파동장계산이 필요하다. 가상음원을 이용한 편미분파동장의 정확성을 확인하기 위하여 실제 편미분파동장과 비교해 보았다. 실제 편미분파동장을 계산하기 위하여 모델의 중간에 이상체가 존재하는 속도모델을 구성하였다. 편미분파동장의 계산은 유한차분법을 이용하였다. 이상체가 존재하는 경우의 모델링 자료와 이상체가 존재하지 않는 경우의 모델링 자료를 생성하고, 두 모델링 자료의 차이와 이상체의 물성차이를 이용하여 편미분파동장을 계산할 수 있었다 (Sheen, et al., 2006). 유한차분법을 이용한 편미분파동장과 가상음원을 이용한 편미분파동장을 비교해본 결과 Fig. 6과 같이 두가지 방법으로 구한 편미분파동장이 일치함을 확인할 수 있었다.



**Fig. 6** Comparison of partial derivative wavefield from FD method and modeling using virtual source

## 2.5 음원추정 알고리즘

탄성과 파형역산을 위해서는 실제 사용된 음원파형 정보가 필수적이다. 이러한 현장음원에 대한 정보를 얻는 방법에는 현장에서 직접 측정하는 방법과 탄성과 관측자료로부터 음원 정보를 추정하는 방법이 존재한다. 탄성과 탐사 시 음원 정보를 직접 얻기 위해서는 별도의 장비를 운영해야 하기 때문에, 경제적, 기술적인 한계가 존재한다. 따라서 대부분의 경우, 탄성과 탐사 자료로부터 음원 정보를 추정하는 간접적인 방법이 활용되고 있다(Jang, et al., 2009). 본 연구에서는 디콘볼루션 방법을 이용하여 탄성과 관측자료에서 현장음원 정보를 추정하였다. 정확한 현장음원 정보를 추정하기 위하여 전파속도가 1,500 m/s로 알려진 수층에서 전파되는 직접파 부분을 추출하여 음원추정에 활용하였다. 탄성과 자료는 아래의 식 (26)과 같이 그린함수와 음원 파형의 콘볼루션으로 표현할 수 있다.

$$d(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, t) = \sum_{\tau} g(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, \tau) * s(t - \tau) \quad (26)$$

이때 탄성과 자료와 콘볼루션으로 표현된 탄성과 자료의 차이를 구하면 식 (27)과 같이 나타낼 수 있다.

$$L = \sum_{\tau} \left( d(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, t) - \sum_{\tau} g(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, \tau) * s(t - \tau) \right)^2 \quad (27)$$

여기서  $L$ 이 두 탄성과 자료의 오차이다. 오차가 최소가 되도록 하는 음원 파형을 구하기 위하여 오차  $L$ 에 편미분을 취하면 식 (28)과 같이 표현할 수 있다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial L}{\partial s_i} = & -2 \sum_{\tau} d(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, t) g(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, \tau) \\ & + 2 \sum_i \left( \sum_{\tau} g(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, \tau) * s(\tau) \right) g(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, \tau) \end{aligned} \quad (28)$$

이때 식 (28)의 좌변에 0을 취하면 아래의 식 (29)과 같이 전개된다.

$$\begin{aligned} \sum_{\tau} \left( \sum_t g(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, t - \tau) g(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, t - i) \right) s(\tau) \\ = \sum_t d(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, t) g(\vec{x}_{src}, \vec{x}_{rcv}, t - i) \end{aligned} \quad (29)$$

여기서 식 (29)를 행렬식형태로 표현하면 아래의 식 (30)과 같이 나타난다.

$$\begin{pmatrix} r_o & r_1 & \cdots & r_{n-2} & r_{n-2} \\ r_1 & r_o & \cdots & r_{n-2} & r_{n-2} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ r_{n-2} & r_{n-2} & \cdots & r_o & r_1 \\ r_{n-2} & r_{n-2} & \cdots & r_1 & r_o \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_0 \\ s_1 \\ \vdots \\ s_{n-2} \\ s_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_0 \\ b_0 \\ \vdots \\ b_{n-2} \\ b_{n-1} \end{pmatrix} \quad (30)$$

여기서  $r_i$ 는 그린함수의 자기상관(Auto-correlation)이며  $b_i$ 는 현장 탄성과 자료와 그린함수의 상호상관(cross-correlation)이다. 이와 같이 그린함수와 현장 탄성과 자료를 활용하여 현장 탄성과 자료의 음원을 추정할 수 있다(Kim, et al., 2013).



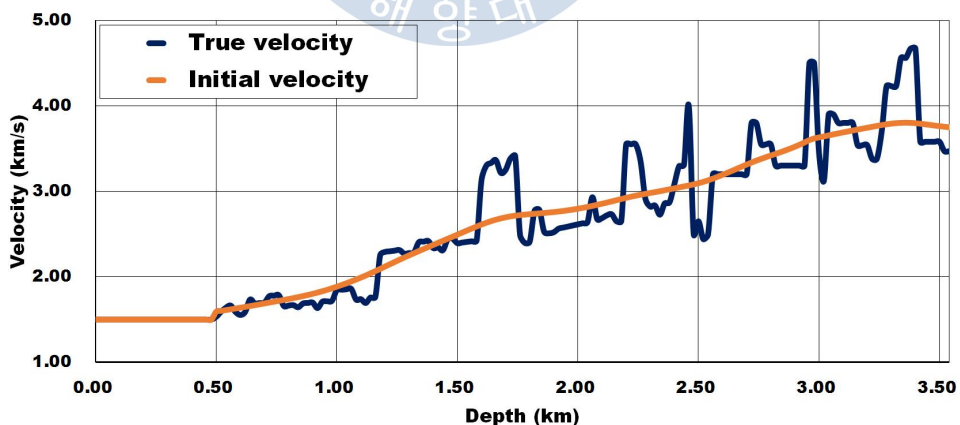


## 2.6 개발된 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘 검증

개발된 알고리즘은 1차원 속도모델에 적용하여 검증하였다. 알고리즘에 적용하기 위한 탄성과 관측자료는 중합 후 자료와 비슷한 1차원 엇격자 유한차분법을 통해 생성하였다. 수치모델링을 위한 모델링 파라미터는 Table. 1과 같이 시간 간격 0.002 sec, 총 기록시간 6.0 sec이다. 음원으로는 20 Hz 1차미분 가우스 파형을 사용하였다. 알고리즘을 위한 초기속도모델은 실제 속도모델을 Seismic unix(SU)를 이용하여 평활화하여 사용하였다. 사용한 실제 속도모델과 초기 속도모델은 Fig. 7와 같으며, 수치모델링을 통해 생성한 탄성과 관측자료는 Fig. 8과 같다.

**Table. 1** Synthetic modeling parameter for verifying proposed algorithm

Parameter	Value
number of grid points	177
grid interval (m)	20
number of samples	3000
sampling interval (sec)	0.002
cutoff frequency (Hz)	20



**Fig. 7** Comparison of true and initial velocity profile for verifying proposed algorithm

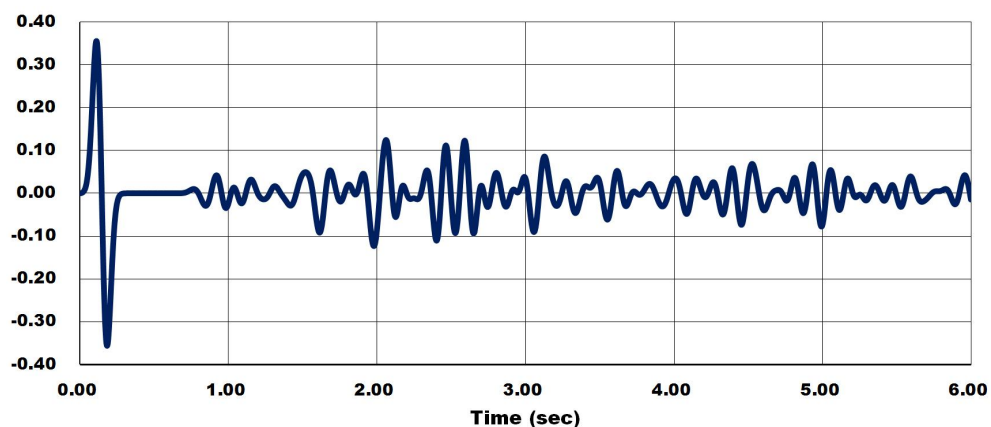


Fig. 8 Synthetic trace from true velocity profile

Fig. 8과 같은 탄성과 관측자료에 개발된 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘을 적용해 보았다. 알고리즘의 반복횟수는 20회 반복하였으며, 이때의 RMS 오차를 살펴보면 Fig. 9과 같이 반복횟수가 증가함에 따라 감소하였다. 특히 5회 반복 이후부터 오차가 완만하게 감소하는 것을 확인할 수 있었다.

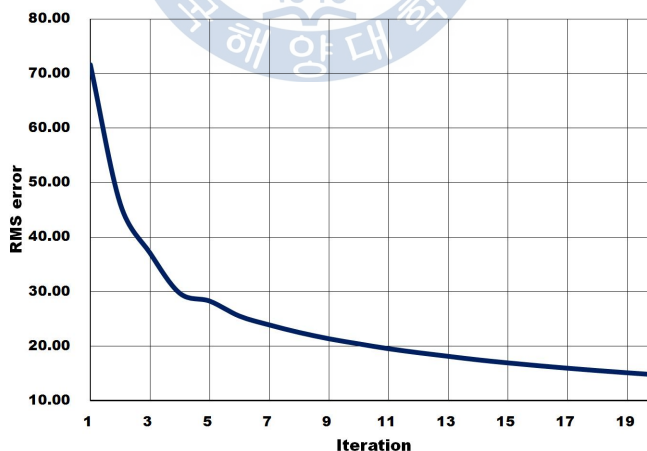
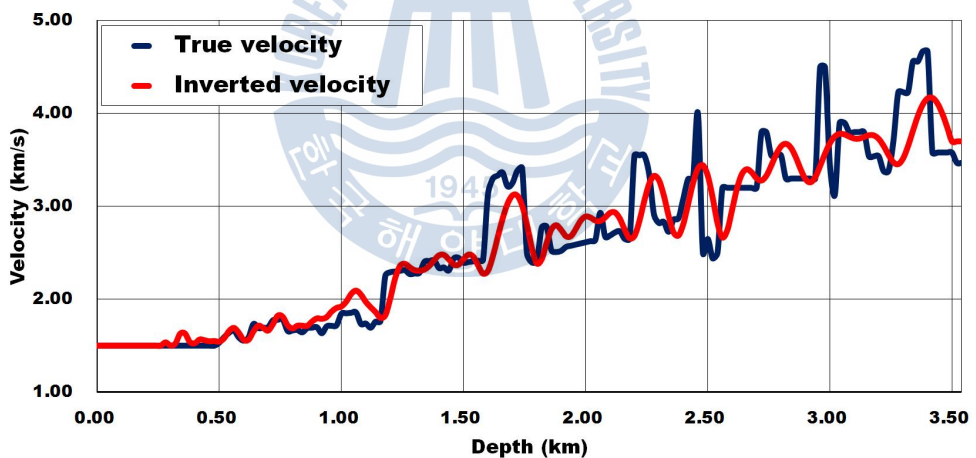
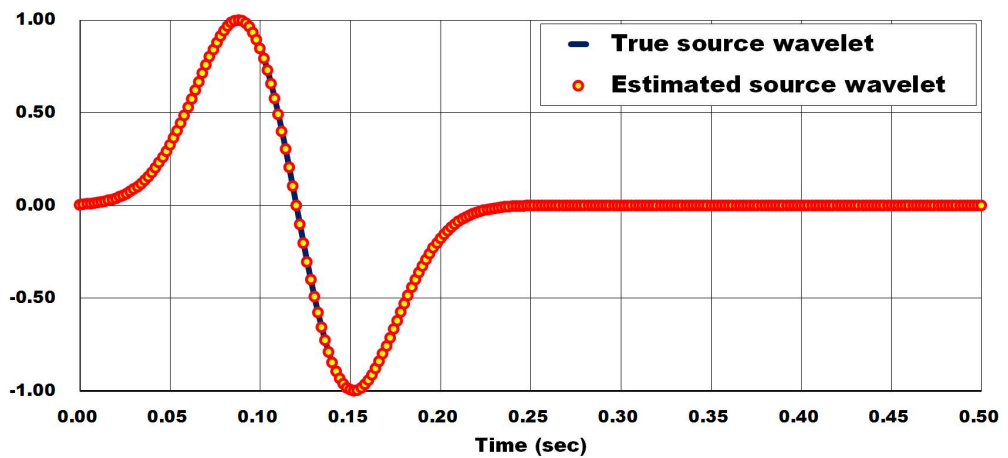


Fig. 9 RMS error curve according to iteration

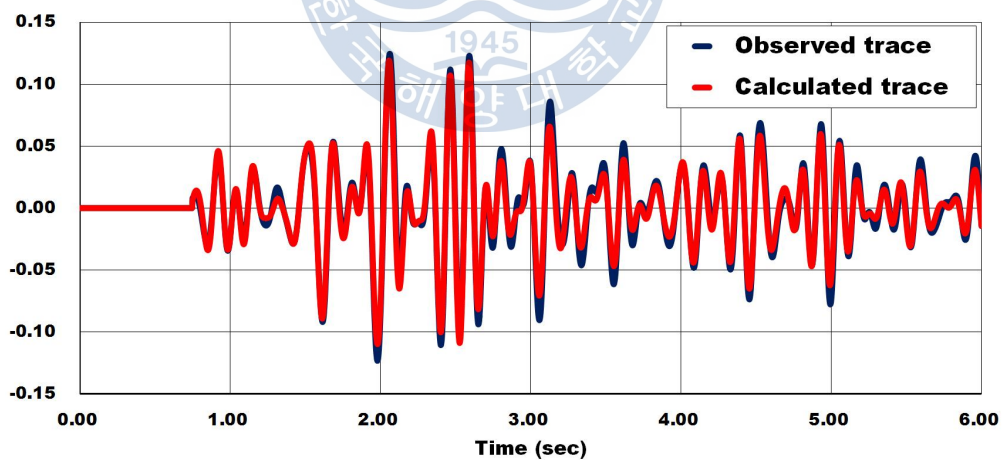
알고리즘을 적용하여 얻은 역산된 속도모델은 Fig. 10과 같다. 역산된 속도모델과 실제 속도모델을 비교해 보면 서로 유사한 경향을 나타내는 것을 확인할 수 있었다. RMS 오차와 역산된 속도모델을 통하여 개발된 알고리즘이 실제 속도모델을 잘 찾아가고 있다고 판단된다. 알고리즘을 적용하기 위한 음원추정결과를 살펴보면 Fig. 11에서 보는 것과 같이 수치모델링에 사용된 실 음원과 추정된 음원이 일치하는 것을 확인할 수 있었다. Fig. 12과 같이 파형역산에 사용된 관측자료와 모델링자료를 살펴보면 두 탄성과 트레이스가 일치하는 것을 확인할 수 있었다. 파형역산에 사용된 관측자료는 뮤팅된 자료로써, 뮤팅을 통하여 실제 관측된 자료의 직접파를 제거할 수 있음을 확인하였을 뿐 아니라, 역산결과의 정확성도 높일 수 있었다고 생각된다. 개발된 알고리즘을 1차원 지층 모델에서 적용한 결과 지하의 정보 계산에 좋은 결과를 얻음을 확인할 수 있었다.



**Fig. 10** Comparison of true and inverted velocity model using proposed seismic single trace inversion algorithm



**Fig. 11** Comparison of true and estimated source wavelet using proposed seismic single trace inversion algorithm



**Fig. 12** Comparison of observed and calculated trace using proposed seismic single trace inversion algorithm

### 제 3 장 중합 후 파형역산에 대한 알고리즘 적용

본 연구에서 개발된 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘은 수치모델링 자료에 적용하였으며, 기존의 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘과 비교해 보았다. 알고리즘에 적용하기 위하여 Marmousi2 모델에서 다중채널 탄성과 관측자료를 생성하였으며, 자료처리를 통하여 중합 후 단면으로 변환하였다. 탄성과 자료처리는 Hampson-Russell을 이용하였다. Hampson-Russell은 탄성과의 자료처리와 중합 후 역산에 P파 검층 자료가 필수적으로 요구된다. 이를 위하여 실제 속도모델을 이용하여 3개의 P파 검층 자료를 생성하였다. 개발한 알고리즘과 비교하기 위한 기존의 중합 후 파형역산 알고리즘은 Hampson-Russell의 STRATA 모듈에서 제공하는 bandlimited inversion, model based inversion, colored inversion 알고리즘을 이용하였다.

#### 3.1 탄성과 관측자료 생성

개발된 중합 후 파형역산 알고리즘에 적용하기 위하여 수치모델링을 이용한 탄성과 관측자료를 생성하였다. 관측자료를 생성하기 위한 수치모델링은 2차원 엇격자 유한차분법을 이용하였다. 탄성과 관측자료를 생성하기 위한 P파 속도모델은 Fig. 13과 같은 Marmousi2 모델을 이용하였으며, S파 속도는 0 m/s, 밀도는 1 g/cm<sup>3</sup>으로 설정하였다. 모델링 파라미터는 Table. 2에서 보는 것과 같이 시간간격 0.002 sec, 총 기록시간 6.0 sec로 설정하였다. 수진기는 채널간격은 20 m, 채널 개수는 100개이며, 음원의 경우 20 m 간격 총 450회 발파를 수행하였다. 수치모델링을 통해 생성한 관측자료 중에서 각 시추공 위치에서 추출한 샷 모음 자료는 Fig. 14와 같다.

**Table. 2** Post stack synthetic modeling parameter

<b>Parameter</b>	<b>Val e</b>
number of grid point	177 X 550
grid interval (m)	20
number of sample	3000
sampling interval (sec)	0.002
number of shot	450
shot interval (m)	20
number of receiver	100
inner offset (m)	0
receiver interval (m)	20
cutoff frequency (Hz)	20



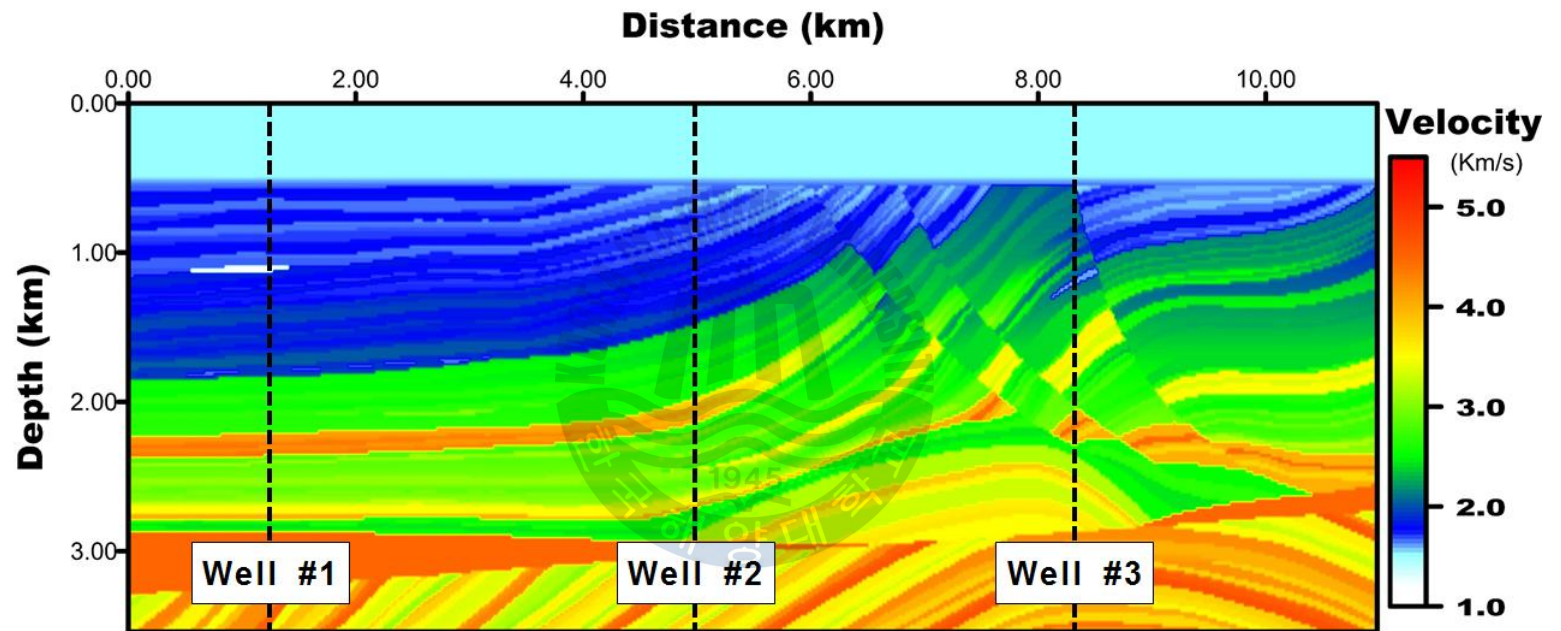
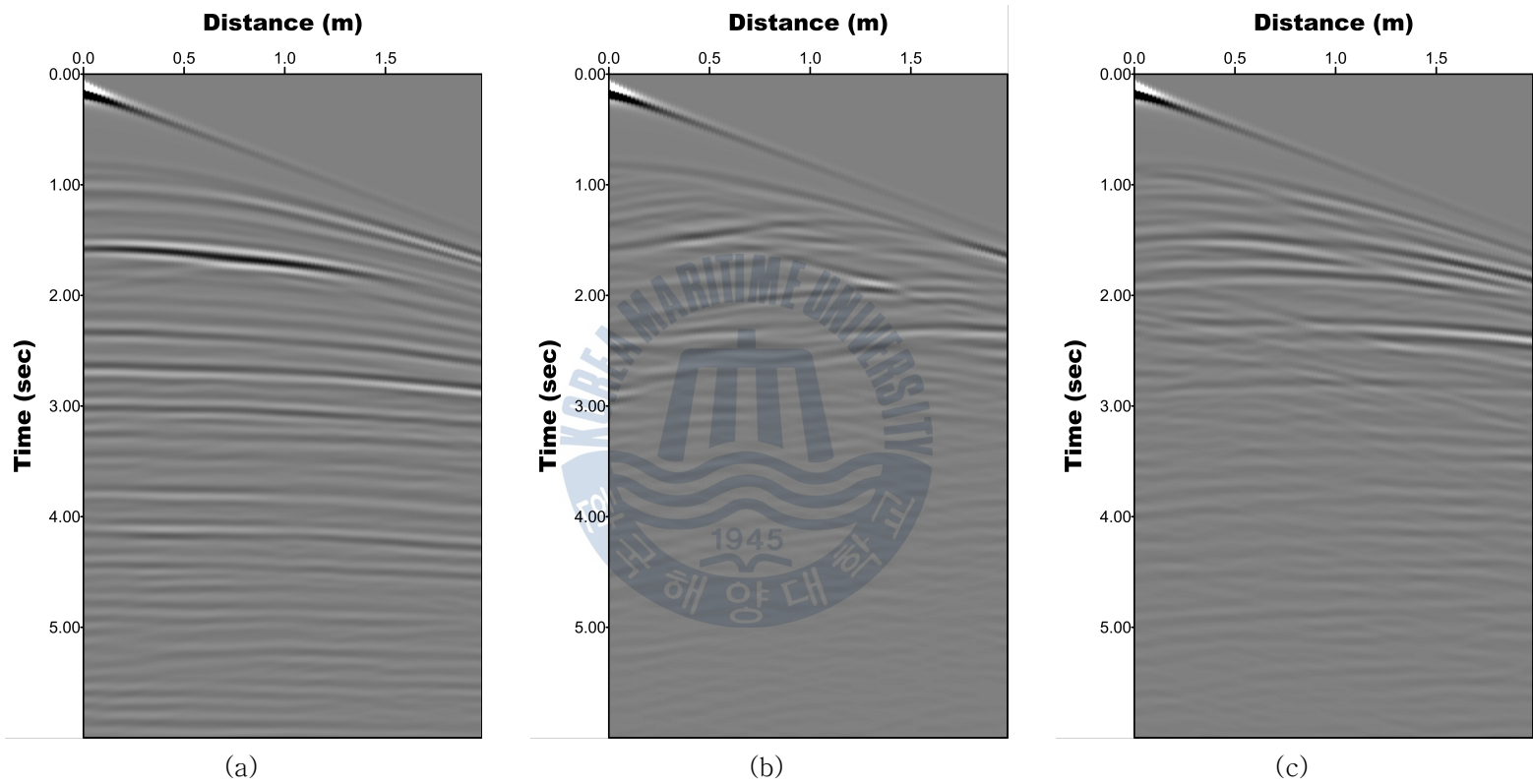


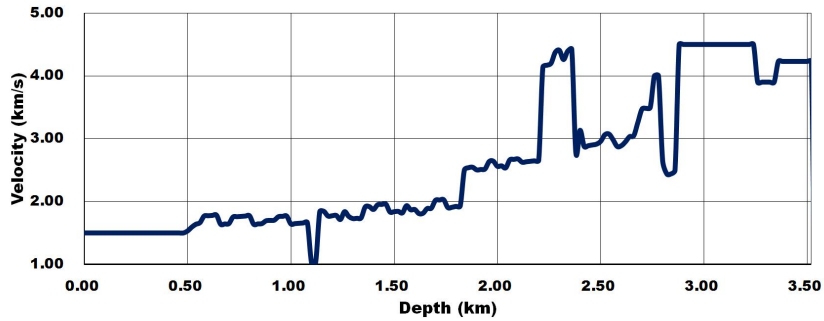
Fig. 13 Marmousi2 true p-wave velocity model



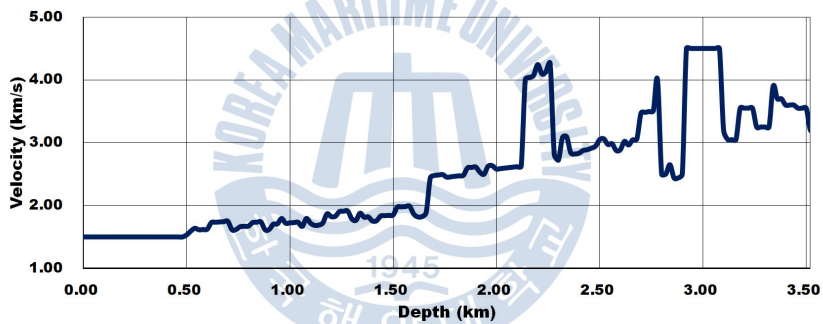
**Fig. 14** Synthetic seismogram using Marmousi2 true p-wave velocity model obtained from well #1 (a), well #2 (b), well #3 (c) position



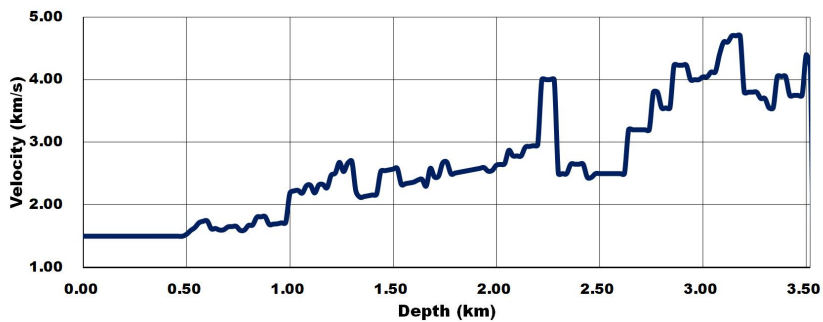
Hampson-Russell에서 탄성과 자료처리를 위해서는 P와 검층 자료가 필수적이다. 이에 본 연구에서는 실제 속도모델을 이용하여 P와 검층 자료를 생성하였다. 검층 자료는 1.25km, 5.0km, 8.25 km의 3개 지점에서 추출하였으며, 추출한 검층자료는 Fig. 15와 같다.



(a)



(b)

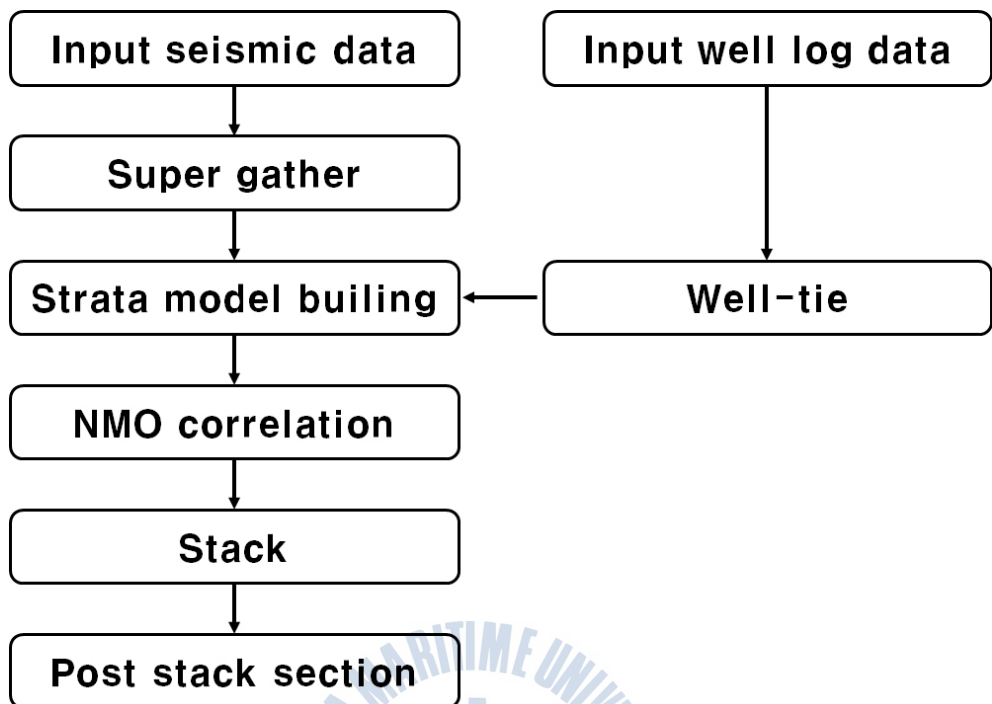


(c)

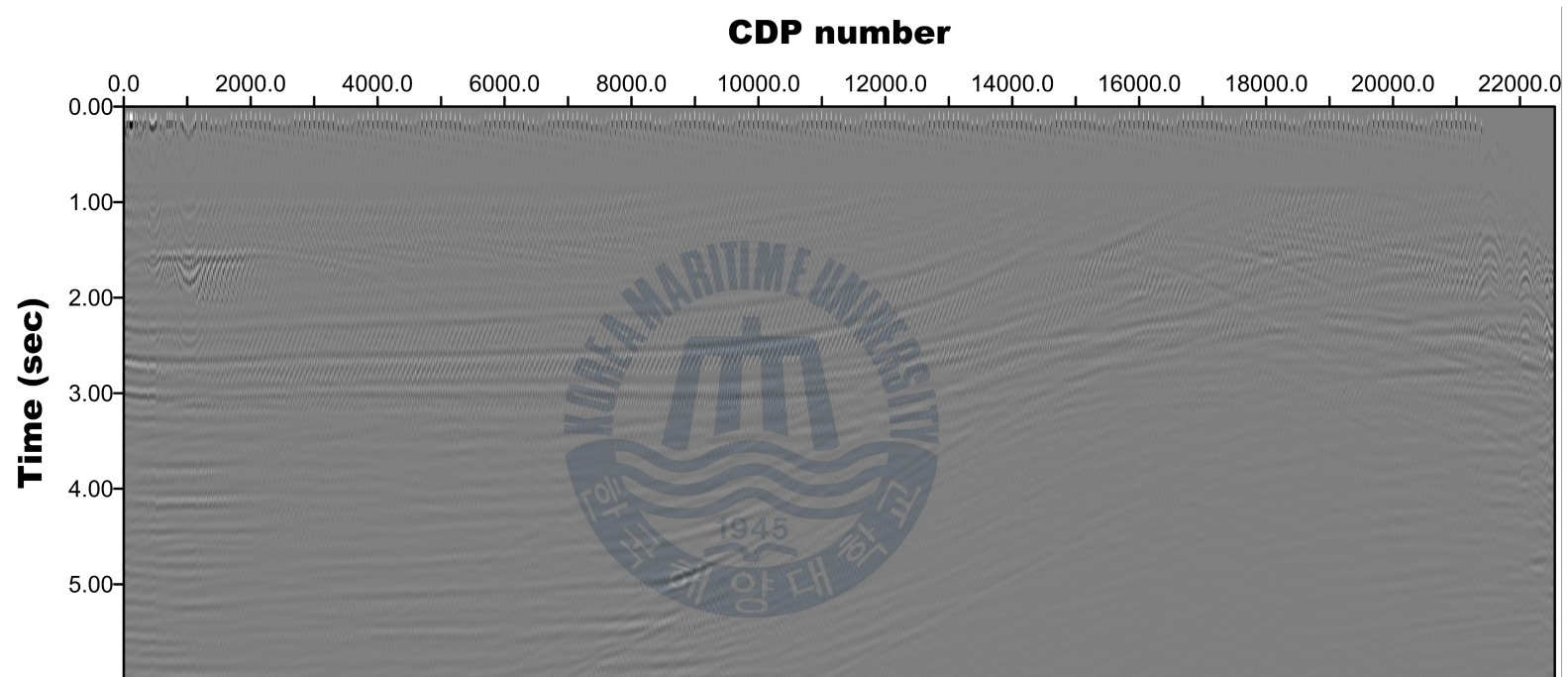
**Fig. 15** P-wave sonic logging data from Marmousi2 true p-wave velocity model obtained from 1.25 km (a), 5.0 km (b), 8.25 km (c) position

### 3.2 탄성과 자료처리

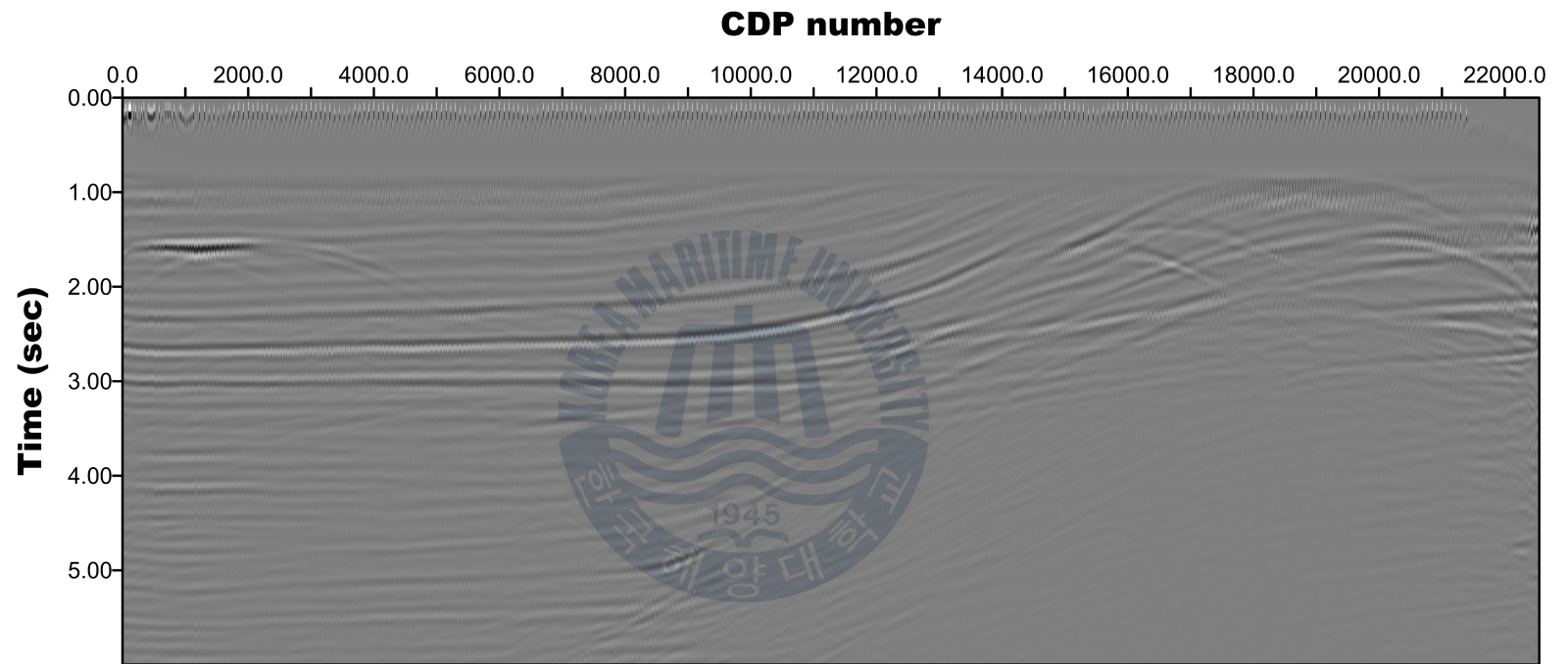
수치모델링을 통해 생성한 탄성과 관측자료는 자료처리를 통하여 중합 후 탄성과 단면으로 변환하였다. 일반적인 탄성과 자료에는 지하의 각 경계면에서 반사되어 들어온 반사와 이외에도 여러 종류의 잡음이 함께 나타난다. 이러한 잡음은 탄성과 신호를 약화시킴으로써, 자료 해석에 어려움을 주며, 지하 영상화 시 지질구조를 왜곡하는 원인이 된다. 따라서 탄성과 자료처리에는 잡음을 제거하고, 신호대잡음비가 높은 영상을 만드는 것이 주목적이 된다. 하지만 본 연구에서 사용한 탄성과 자료는 수치모델링 탄성과 자료로서 잡음이 존재하지 않는 무잡음 자료이기 때문에 잡음을 제거하기 위한 디지털 필터링, 디콘볼루션 등은 수행하지 않았으며, Hampson-Russell은 P파 검층 자료를 이용하여 NMO 보정에 활용하기 때문에 속도분석 과정도 생략하였다. 본 연구에서 수행한 탄성과 자료처리는 Fig. 16의 과정을 통해 진행되었다. 입력된 탄성과 자료는 공통 중간점 위치를 바탕으로 슈퍼게더(super gather)를 생성하였다. 검층 자료는 Well-tie 과정을 통하여 검층 자료와 탄성과 자료의 반사이벤트를 일치시켰다. Well-tie과정을 통해 보정된 검층 자료를 이용하여 지하의 속도모델을 생성하였다. 슈퍼게더를 통해 생성된 탄성과 단면은 지하 모델을 이용하여 NMO 보정을 수행하였다. NMO 보정된 탄성과 단면은 중합을 통해 중합 후 단면으로 생성하였으며, 이득조절을 통하여 지하의 반사점이 잘 나타날 수 있도록 하였다. 생성된 중합 후 단면은 지하의 1차 반사점을 피킹하였으며, 뮤팅을 통해 직접파를 제거하였다. 자료처리 과정을 통한 탄성과 단면은 Fig. 17과 같다.



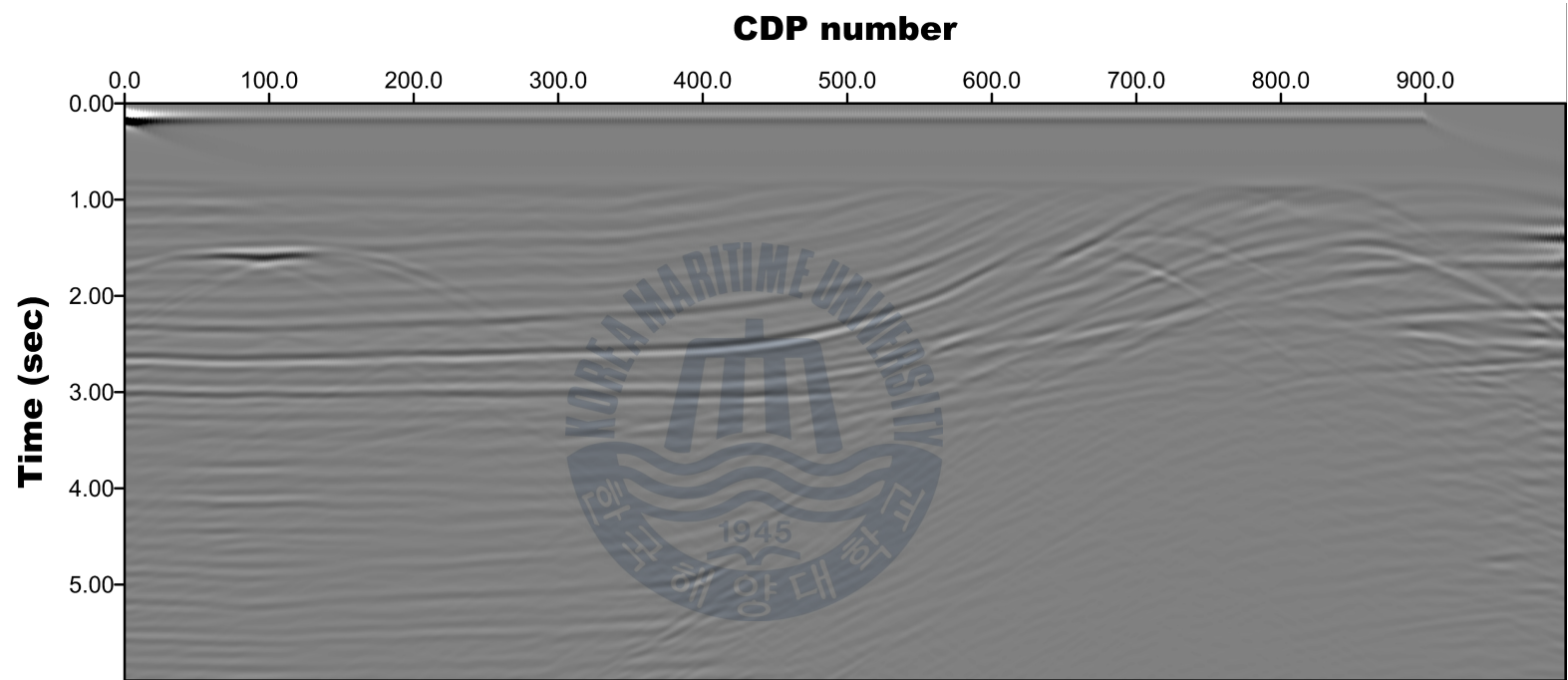
**Fig. 16** Flowchart of synthetic data processing using Hampson-Russell



(a)



(b)



(c)

**Fig. 17** Result of synthetic seismogram applied super gather (a), nmo correlation (b), stack (c)

### 3.3 개발된 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘 적용

Fig. 17 (c)와 같이 자료처리된 중합 후 탄성과 자료 개발한 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘을 적용하였다. 알고리즘에 적용하기 위한 초기 속도모델은 Fig 18.과 같이 실제 속도모델을 평활화하여 사용하였다.

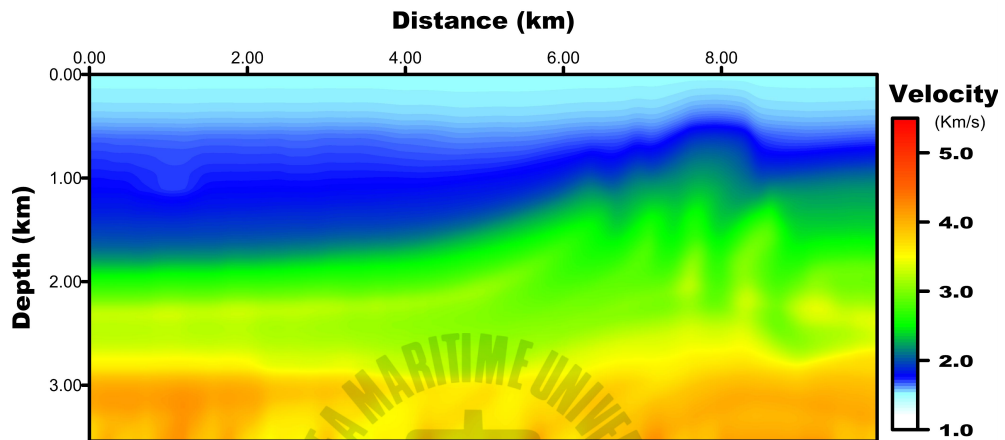


Fig. 18 Initial velocity model using single trace inversion algorithm

개발된 알고리즘을 적용한 RMS 오차는 Fig. 19과 같다. 반복횟수는 오차가 충분히 수렴하도록 20회 반복하였다. 알고리즘의 적용을 통해 얻은 속도모델은 Fig. 20과 같다.

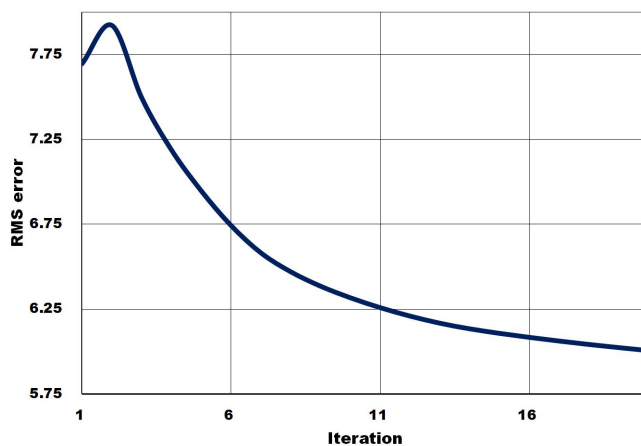
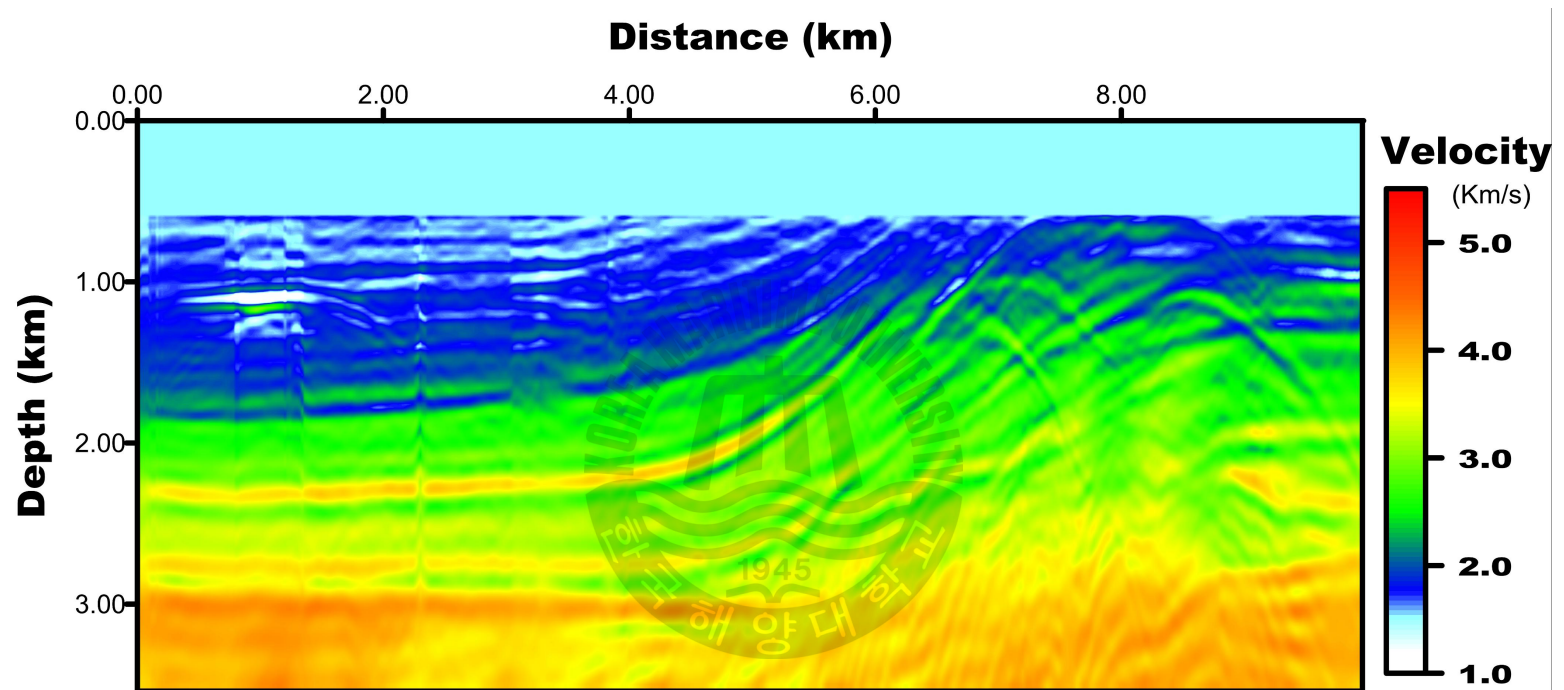


Fig. 19 RMS error curve according to iteration





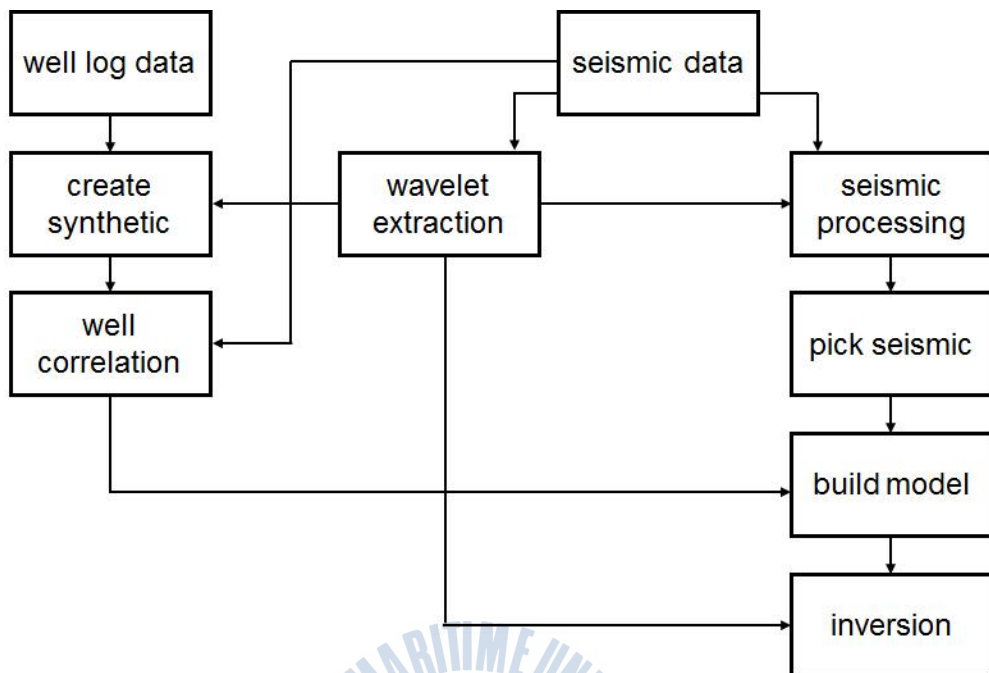
**Fig. 20** Inverted velocity model using single trace inversion algorithm



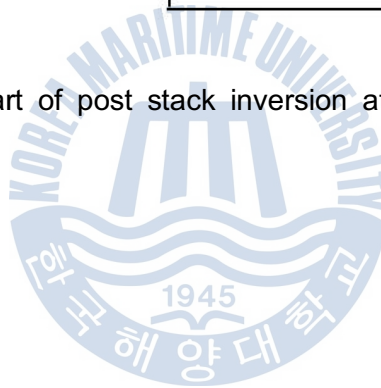
### 3.4 기존 중합 후 파형역산 알고리즘에 대한 적용

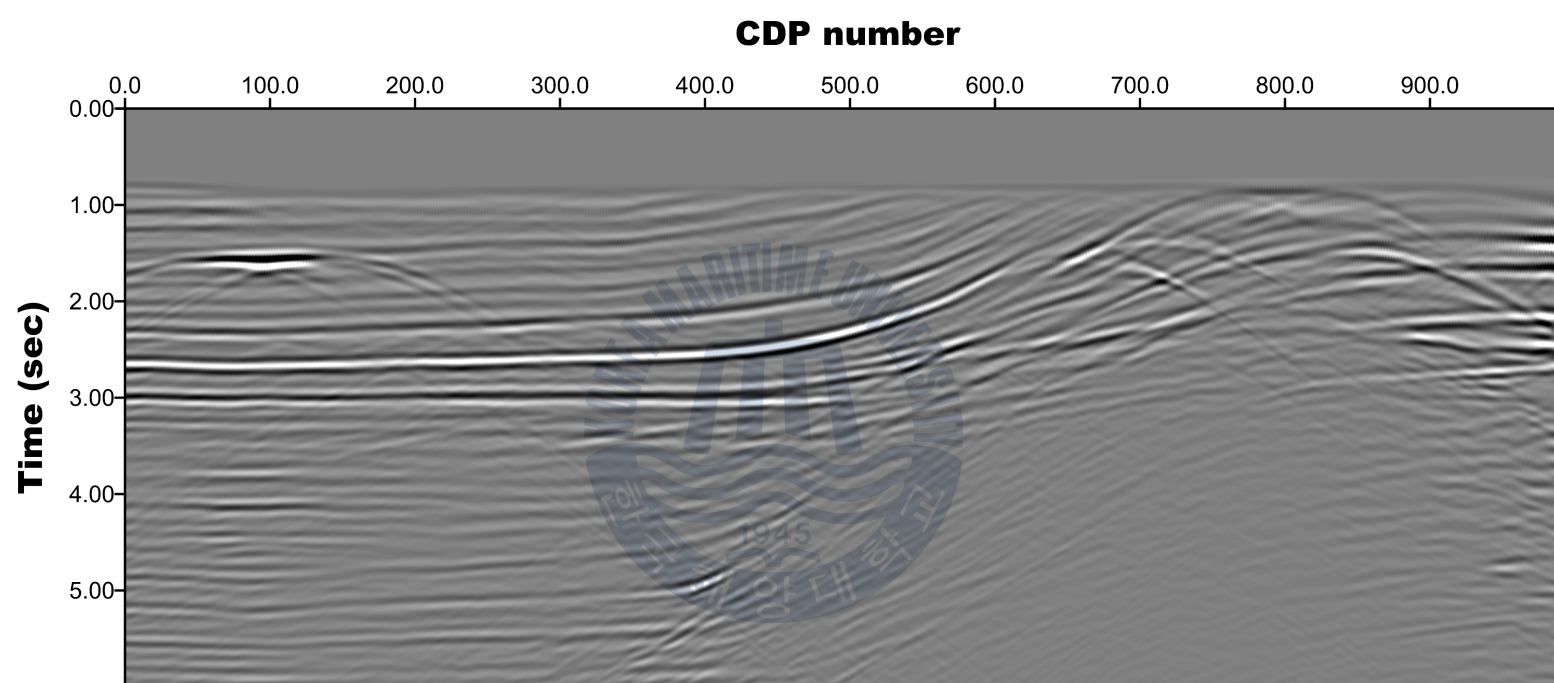
본 연구에서 수행한 기존 중합 후 파형역산 알고리즘은 Hampson-Russell에서 제공하는 알고리즘을 이용하였다. Hampson-Russell에서 제공하는 중합 후 파형역산은 Fig. 21의 순서에 따라 진행된다. 검층 자료를 이용하여 모델링 자료를 생성하고, 실제 탄성과 자료와 검층 자료를 이용하여 음원 파형을 추출하게 된다. 그리고 Well correlation을 통하여 검층자료와 탄성과 자료의 반사지점을 일치시키며, 피킹을 통하여 탄성과 자료의 층의 경계를 명확하게 구분한다. Well-tie된 결과를 이용하여 초기의 지하 속도모델을 제작하고, 역산 알고리즘을 이용하여 연산된 지하 속도모델을 얻게 된다. 본 연구에서는 자료처리시 Well correlation를 수행하였으며, 초기 물성 모델을 생성하였기 때문에 역산 과정에서 그 과정을 생략하였으며, 해저 반사면만 피킹을 수행하였다. 역산은 피킹을 수행한 해저 반사면 이하에서 수행하였으며, 반사면 이상의 지점에서는 속도를 1,500 m/s로 고정하였다.

본 연구에서는 bandlimited inversion, model based inversion, colored inversion의 3가지 알고리즘을 이용하였다. 이중 bandlimited inversion과 colored inversion은 정확한 역산을 위해 영-위상의 자료가 필수적이기 때문에 Fig. 22과 같은 영위상의 탄성과 단면을 생성하여 이용하였다. 반면 model based inversion의 경우에는 영-위상의 탄성과 단면이 필요하지 않기 때문에 생성한 중합 후 탄성과 단면을 바로 이용하였다.



**Fig. 21** Flowchart of post stack inversion at Hampson-Russell





**Fig. 22** Synthetic seismogram applied phase shift

### 3.4.1 bandlimited inversion

bandlimited inversion은 탄성과 단일 트레이스 역산의 기초적인 방법으로써 직관적이고, 간단하게 지하 매질의 물성을 구할 수 있다. 일반적으로 탄성과 트레이스는 식 (31)과 같이 음원파형과 반사계수의 콘볼루션으로 표현가능하다.

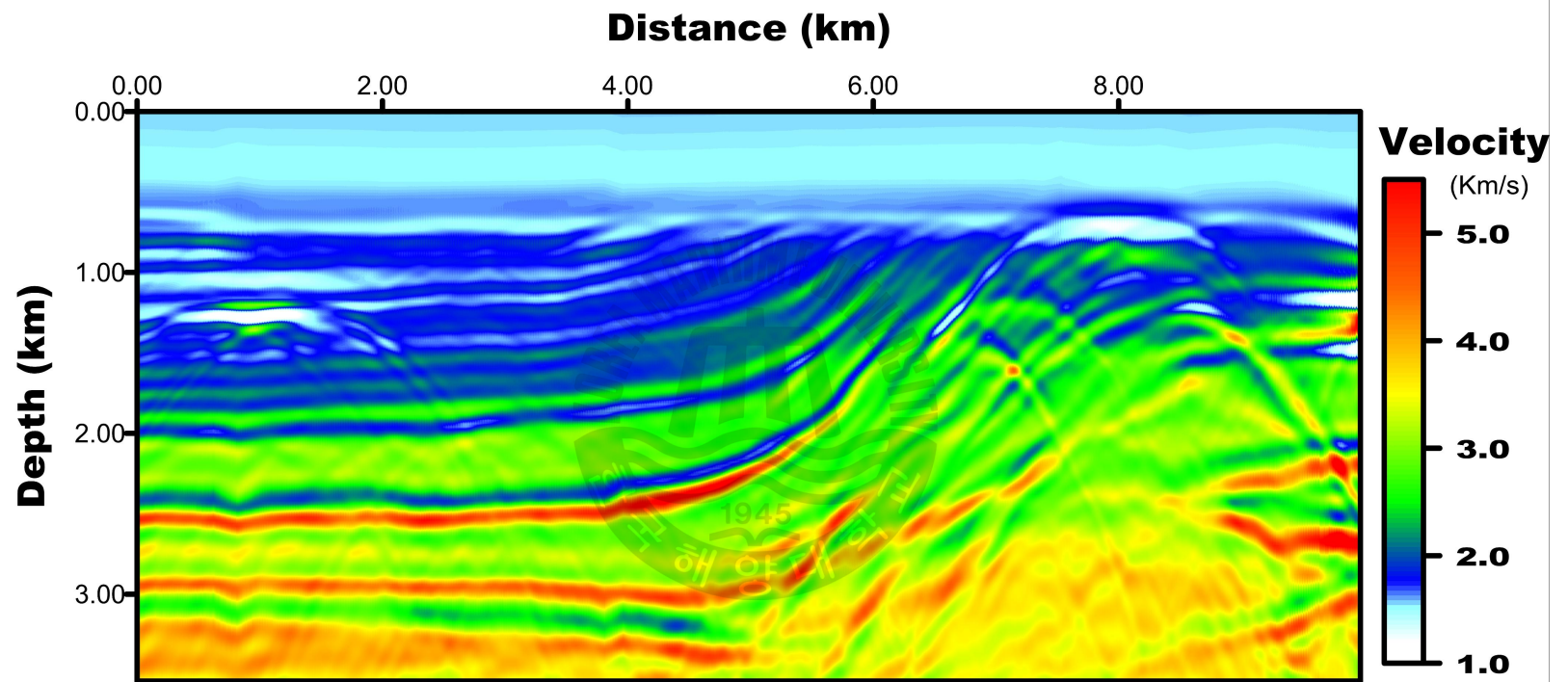
$$T = r^* W + n \quad (31)$$

여기서  $T$ 가 탄성과 트레이스,  $W$ 는 음원파형,  $r$ 은 반사계수이며  $n$ 는 잡음이다. 따라서 탄성과 트레이스에 음원파형을 디콘볼루션함으로써 지하의 반사계수를 계산할 수 있다. 반사계수는 임피던스와 식 (32)과 같은 관계를 가지며, 임피던스는 식 (33)와 같이 속도와 밀도의 곱으로 표현될 수 있다.

$$I_j = I_{j-1} \left( \frac{1+r_j}{1-r_j} \right) \quad (32)$$

$$I = V\rho \quad (33)$$

하지만 이러한 방법은 저주파수 성분과 고주파수 성분이 부족하며, 위상변화가 발생하는 자료에는 적용하기 힘들며, 박층에서는 튜닝현상에 의해 역산결과에 한계를 가진다. 이러한 한계를 극복하기 위하여 검층 정보나 RMS 속도를 이용한 저주파수의 속도모델을 생성하고, 역산결과와 저주파수의 속도모델과 합쳐서 최종적인 지하 속도모델을 얻게 된다. 또한 입력되는 탄성과 자료는 항상 영위상의 자료라고 가정하게 된다. 본 연구에서는 위상변화를 수행한 중합 후 탄성과 자료에 적용하였으며, 2Hz의 저주파수 모델을 적용하였다. 저주파수 모델은 입력한 P파 검층자료를 이용하였다. 역산 결과는 Fig. 23과 같다.



**Fig. 23** Inverted p-wave velocity model using bandlimited inversion algorithm

### 3.4.2 model based inversion

bandlimited inversion은 초기 모델을 설정하고, 초기 모델에서의 모델링 자료와 실제 모델의 차이를 이용하는 방법으로 개발한 단일 탄성과 트레이스 역산 알고리즘과 유사하다. N개의 지층을 가지는 1차원 지층모델에서 탄성과 모델링은 식 (34)과 같이 계산 가능하다.

$$M_i = \sum_{j=1}^N r_j W(i - \tau_j) \quad (34)$$

여기서 아래첨자  $j$ 는 N번째 지층을 나타내며,  $M$ 은 모델링 자료,  $r$ 은 반사계수,  $W$ 는 음원파형이며,  $\tau$ 는 N번째 지층에서의 전파 시간이다.  $l_1$ -norm을 이용하여 목적함수를 생성하고, 공액 그레디언트법을 이용하면 식 (35)과 같이 지하의 반사계수를 구할 수 있다.

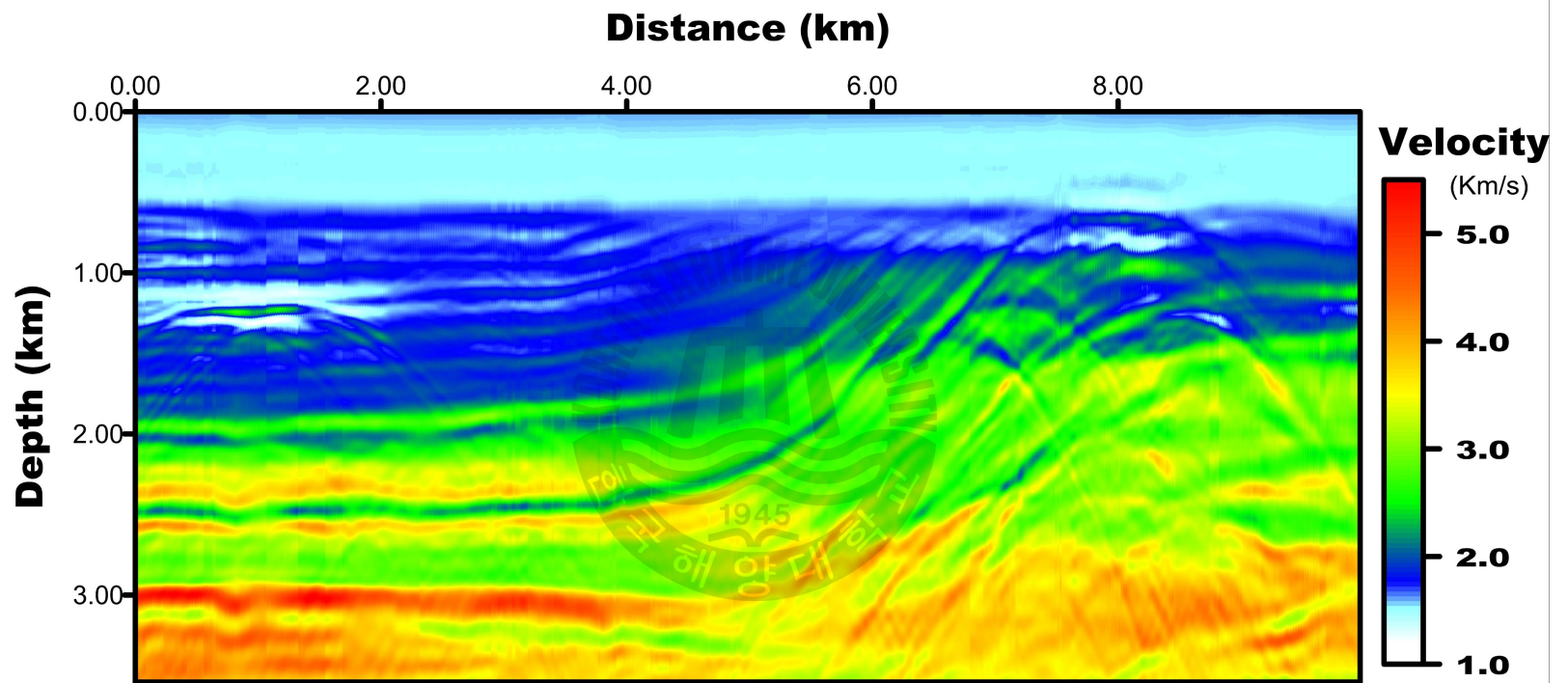
$$r = (W^t W) + (\lambda I)^{-1} W^t s \quad (35)$$

여기서  $\lambda$ 는 초기백색잡음이며,  $I$ 는 항등 행렬이며,  $s$ 는 관측자료이다. 역산된 반사계수는 식 (32)와 식 (33)을 이용하여 지하매질의 물성으로 변환된다. 이 방법은 공액 그레디언트법을 이용한 반복적 방법으로 높은 해상도를 가지는 장점이 있다. 하지만 초기 모델에 큰 영향을 받는 한계가 존재한다. 본 연구에서는 Table. 3과 같은 역산 파라미터를 적용하였으며, 역산결과는 Fig. 24과 같다.

**Table. 3** Inversion parameter for model based inversion algorithm

Parameter	Value
average block size (ms)	2
Hard constraint (lower, %)	100
Hard constraint (upper, %)	100
pre-whitening (%)	5
iteration	50





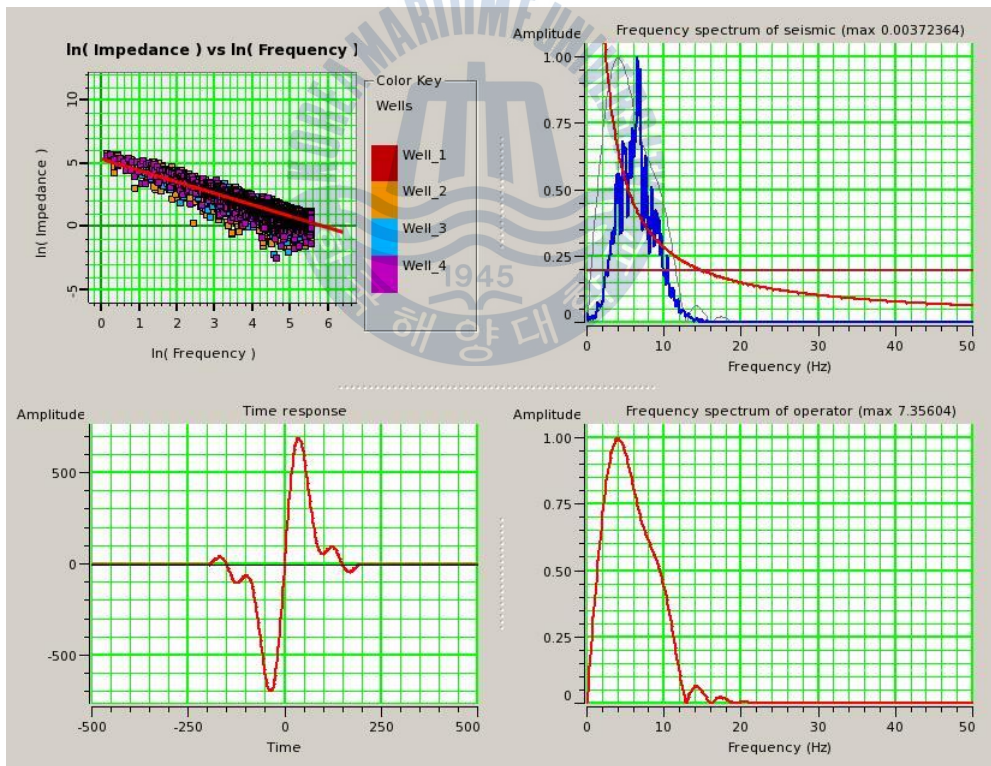
**Fig. 24** Inverted p-wave velocity model using model based inversion algorithm

### 3.4.3 colored inversion

colored inversion은 bandlimited inversion과 유사한 방법으로, 식 (36)와 같이 임의의 연산자  $O$ 를 이용하여 탄성과 트레이스를 상대 임피던스로 변환하는 방법이다.

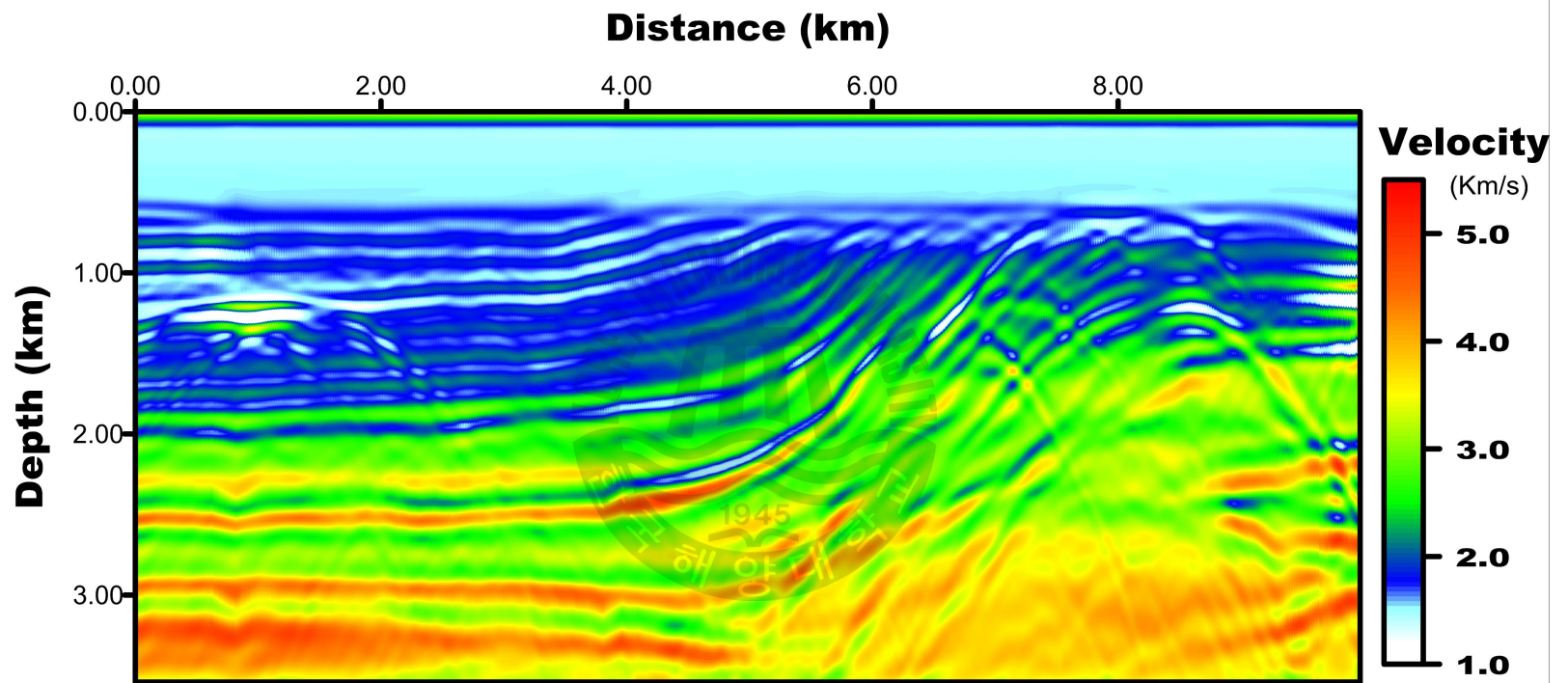
$$I_r = O * T \quad (36)$$

여기서  $I_r$ 은 상대 임피던스,  $O$ 는 연산자로서 주파수영역에서의 주파수 스펙트럼을 통하여 계산하게 되며,  $-90^\circ$ 의 위상을 가진다. 이 방법은 계산시간이 빠르며, 잡음과 초기 모델의 영향이 적은 장점이 있으나, 상대 임피던스인 결과를 일반적으로 활용되는 절대 임피던스로 변환하기 위한 과정이 필요하다. 본 연구에서는 Fig. 25과 같은 연산자를 구성하였으며, 역산결과는 Fig. 26와 같다.



**Fig. 25** Operator for colored inversion algorithm

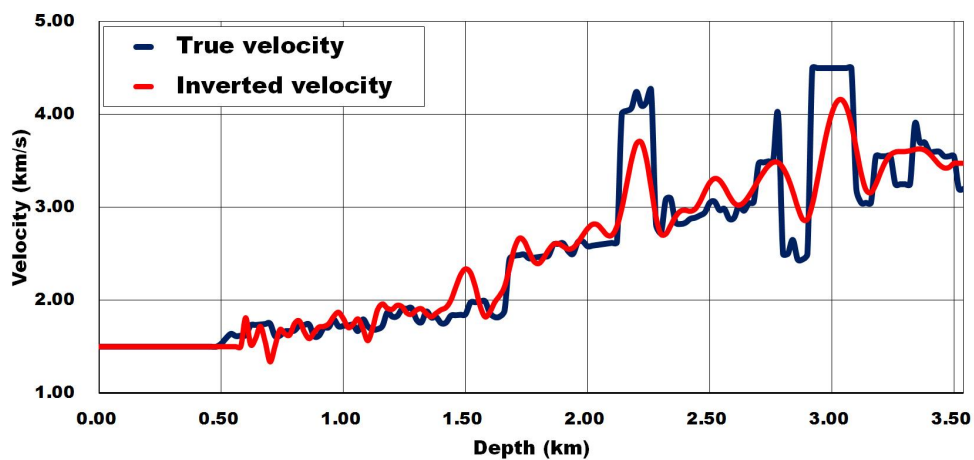




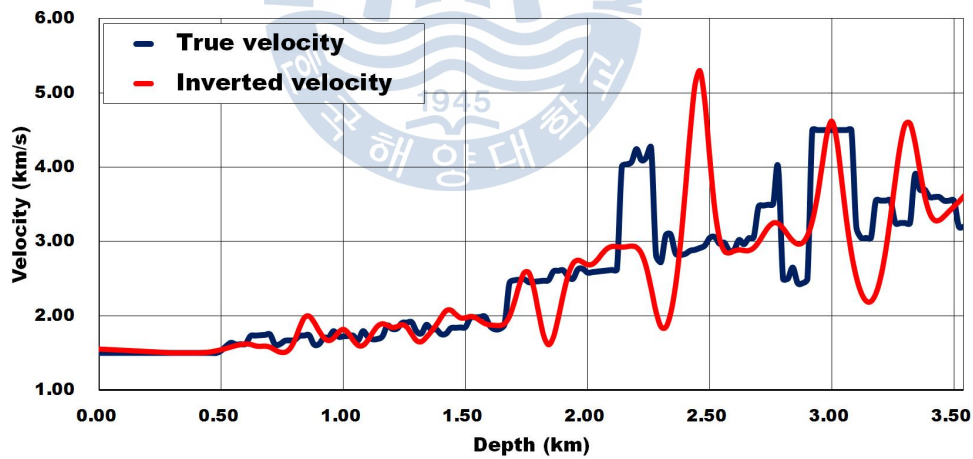
**Fig. 26** Inverted p-wave velocity model using colored inversion algorithm

### 3.5 개발된 알고리즘과 기존 알고리즘의 결과 비교

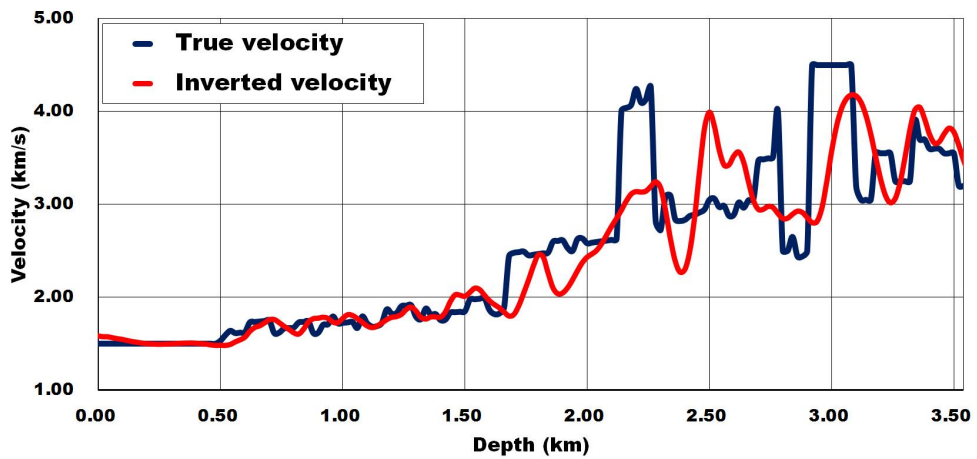
본 연구에서 개발한 단일 탄성과 트레이스 역산 알고리즘과 Hampson-Russell에서 제공하는 알고리즘을 통해 얻은 속도모델을 비교해 보았다. Fig. 20, Fig. 23, Fig. 24, Fig. 26에서 보이는 역산된 속도모델을 비교하면 개발된 알고리즘을 이용한 방법이 기존의 방법에 비해 실제와 유사한 결과를 보임을 확인할 수 있다. 좀 더 세밀한 비교를 위하여 well #2에서 속도모델을 추출하였다. 추출한 속도모델과 well #2의 속도분포와 비교한 결과 Fig. 27과 같다. Fig. 27 (a)의 개발된 알고리즘 결과는 실제 속도분포와 거의 유사한 역산된 속도분포를 나타냄을 확인할 수 있다. 특히 심도 2.2 km에서 나타나는 고속도층과 3.0 km 부근의 물성변화가 큰 지역에서도 좋은 결과를 보임을 알 수 있다. 반면 Hampson-Russell의 중합 후 역산 결과를 살펴보면 Fig. 27 (b)의 bandlimited inversion 결과의 경우 심도 1.5 km 이하의 천부에서는 실제와 유사한 속도분포를 나타내지만, 그 이하의 심부에서는 2.2 km에 나타나는 고속도층이 잘 모사되지 않은 것을 확인할 수 있다. Fig. 27 (c)는 Hampson-Russell의 model based inversion 알고리즘을 적용한 결과이다. 역산 결과를 살펴보면 2.2 km 지점의 속도가 잘 모사되지 않았지만, 그 이하의 3.0 km 부근의 경우 비교적 정확한 속도정보를 보임을 확인할 수 있다. model based inversion 알고리즘은 공액그레디언트법을 이용한 역산 방법으로 제안된 알고리즘과 가장 유사한 방법이라고 할 수 있다. 이런 사실을 고려할 때 트레이스를 이용하는 bandlimited inversion이나 colored inversion 결과에 비해 비교적 정확한 역산이 가능하다고 사료된다. Fig. 27 (d)의 colored inversion 결과를 살펴보면 bandlimited inversion 결과와 마찬가지로 2.2 km 부근의 고속도층이 제대로 모사되지 않은 것을 확인할 수 있다. 이처럼 개발된 단일채널 탄성과 트레이스의 역산결과가 기존의 방법에 비해 우수한 결과를 보임을 확인할 수 있다.



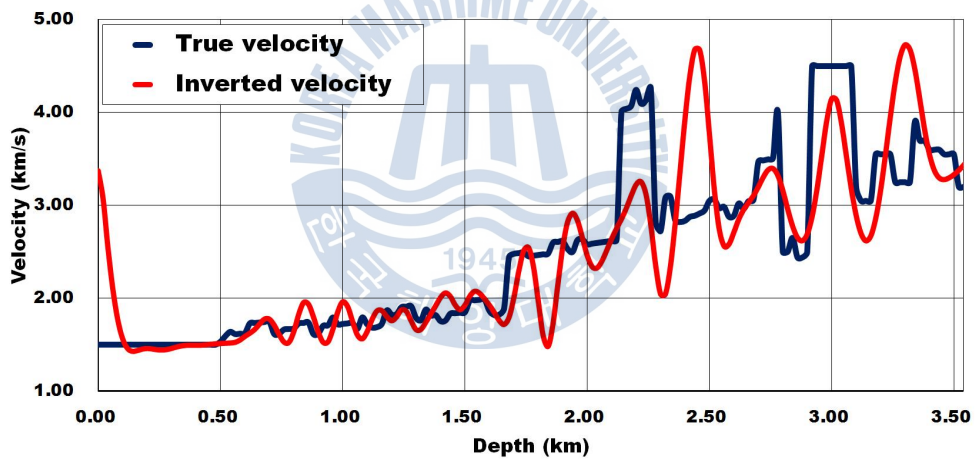
(a)



(b)



(c)



(d)

**Fig. 27** Inverted velocity profile at well #2 using proposed seismic single trace inversion algorithm (a), bandlimited inversion algorithm (b), model based inversion algorithm (c), colored inversion algorithm (d)

## 제 4 장 단일채널 탄성과 탐사 자료에 대한 적용

개발된 알고리즘을 단일채널 탄성과 탐사 자료에 적용해 보았다. 단일채널 탄성과 탐사 자료는 중합 후 자료와 달리 음원과 수진기의 거리에 따른 오프셋이 존재한다. 따라서 단일채널 탄성과 탐사 자료에 개발된 알고리즘을 적용하기 위해서는 오프셋에 의한 효과를 고려하여야 한다. 이에 본 연구에서는 오프셋에 의한 효과를 확인하기 위하여 수치모형 실험을 수행하였다. 수치모형 실험을 수행하기 위하여 오프셋에 따라 탄성과 탐사자료를 생성하였으며, 알고리즘을 적용 결과를 분석하였다. 탄성과 탐사자료는 오프셋인 0 m, 5 m, 10 m, 15 m인 4가지 경우로 가정하여 생성하였다. 이때 오프셋이 0 m인 경우에는 제오오프셋 탐사를 가정하여 1차원 엇격자 유한차분법을 이용하였으며, 오프셋이 5 m, 10 m, 15 m인 경우에는 2차원 엇격자 유한차분법을 이용하였다. 수치모델링은 천부와 천해저 환경을 모사한 엔지니어링 탐사로 수행되었다. 수치모델링 자료에 알고리즘을 적용한 다음 부산항 내에서 취득된 현장 관측자료에 알고리즘을 적용하였고, 그 결과를 분석해 보았다.

### 4.1 수치모델링 자료에 대한 알고리즘 적용

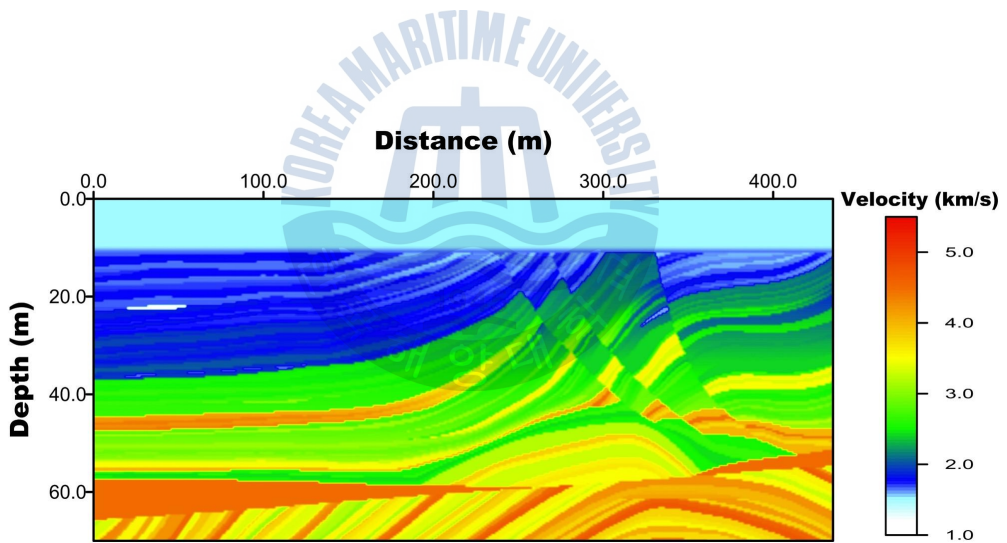
#### 4.1.1 수치모델링 자료 생성

단일채널 탄성과 탐사 자료에 알고리즘을 적용하기 위하여 Fig. 28과 같이 440 m × 70 m로 수정된 Marmousi2 모델에서 탄성과 관측자료를 생성하였다. 수정된 Marmousi2 모델은 엔지니어링 목적을 고려하여 천부 환경을 모사하였으며, 수심을 10 m로 설정하였다. 음향매질을 가정하여 S파 탄성과 속도는 0 m/s, 밀도는 1 g/cm<sup>3</sup>으로 설정하였다. 알고리즘에 영향을 미치는 오프셋의 효과를 확인하기 위하여 오프셋이 0 m, 5 m, 10 m, 15 m인 단일채널 탐사자료를 생성하였다. 음원으로는 엔지니어링 목적을 가정하여 차단주파수(Cutoff frequency) 1.6 kHz의 1차미분가우스파형을 사용하였으며, 총 기록시간은 0.1

sec, 시간 간격은 0.2 ms 이다. 수치모델링 파라미터는 Table. 4와 같다. 생성한 탄성과 자료는 Fig. 29과 같다.

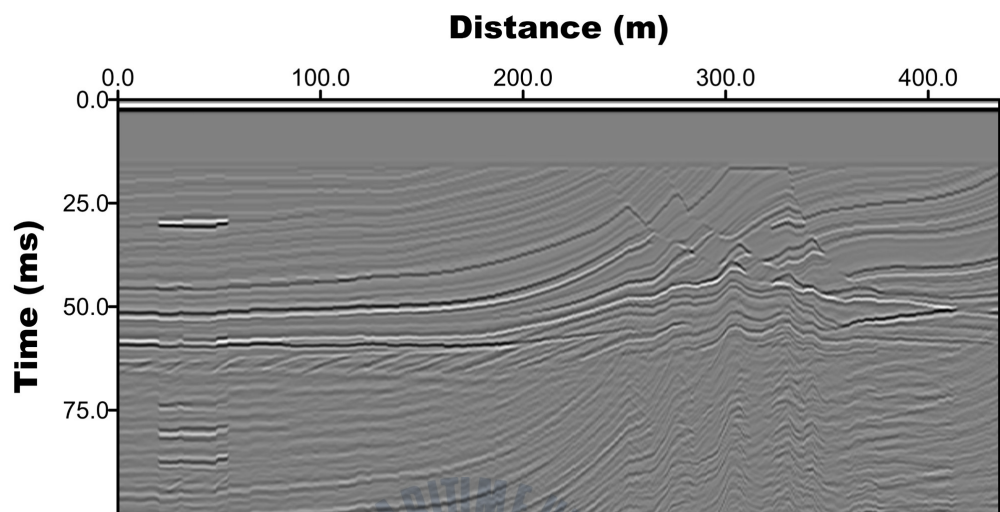
**Table. 4** Single channel seismic survey synthetic modeling parameter

Parameter	Value			
offset (m)	0	5	10	15
number of sample	5000	5000	5000	5000
sampling interval (ms)	0.02	0.02	0.02	0.02
cutoff frequency (kHz)	1.6	1.6	1.6	1.6

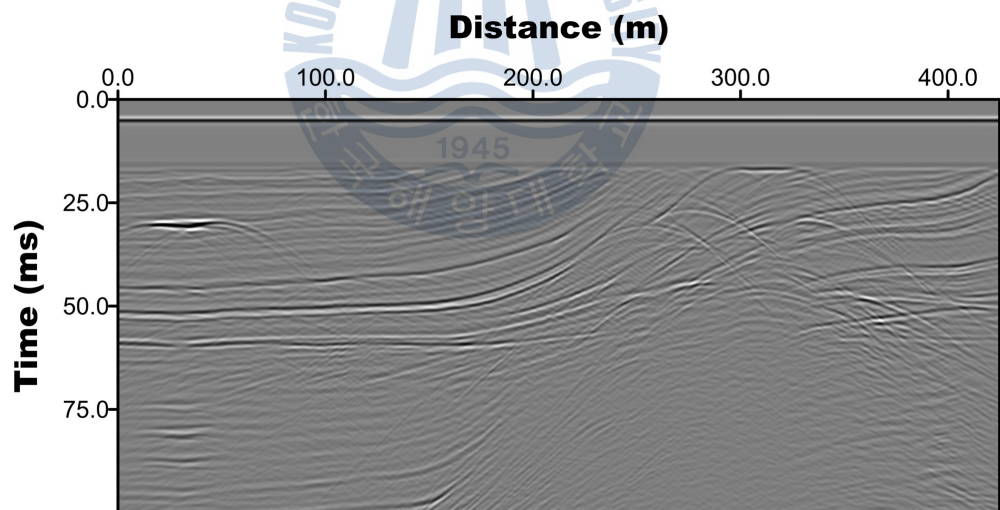


**Fig. 28** True p-wave velocity model of single channel seismic survey modified from Marmousi2 p-wave velocity model

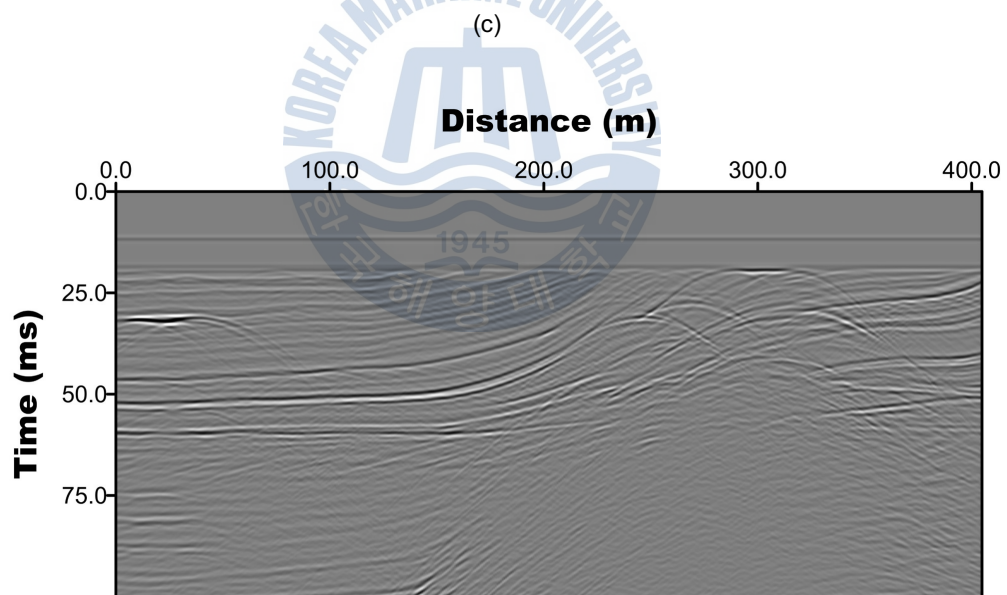
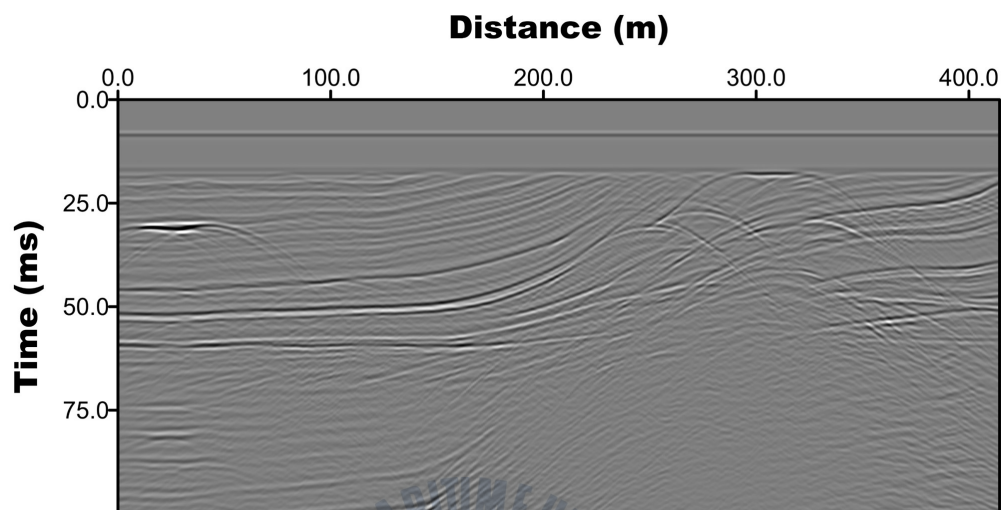




(a)



(b)



(d)

**Fig. 29** Synthetic seismogram at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d)

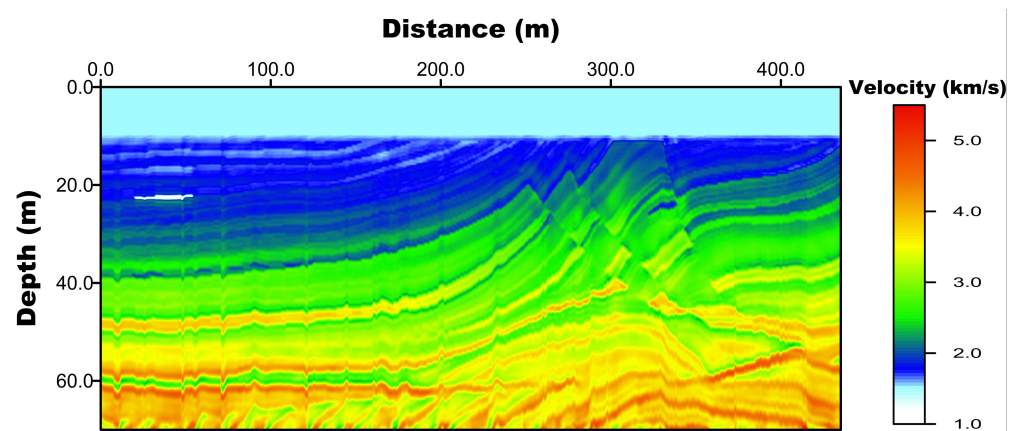


#### 4.1.2 알고리즘 적용 결과

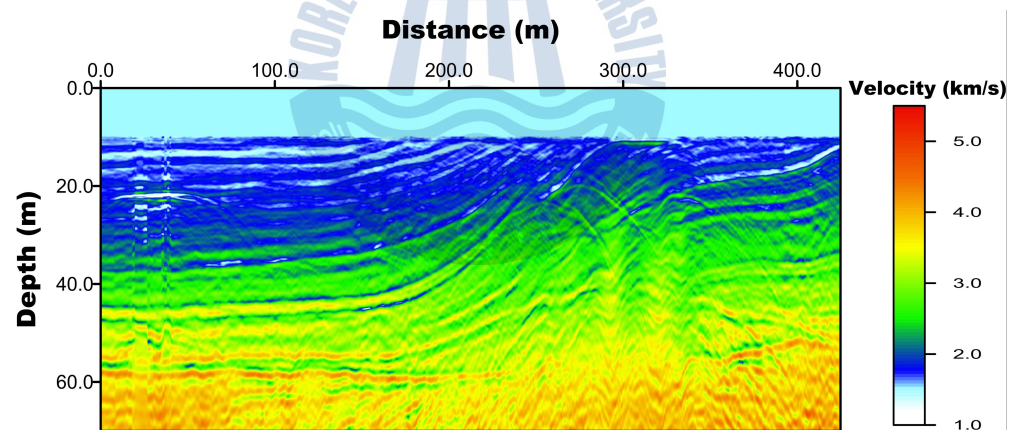
개발된 알고리즘에 영향을 주는 오프셋의 효과를 검증하기 위한 수치모형 실험 결과, Fig. 30과 같이 역산된 속도모형을 얻을 수 있었다. 역산된 속도모형을 살펴보면 오프셋이 0 m인 경우에는 실제 속도모형과 거의 유사한 속도모형을 얻을 수 있음을 확인할 수 있었다. 반면 오프셋이 증가할수록 역산결과가 나빠짐을 확인할 수 있었다. 파형역산 시 반복횟수는 Table. 5와 같이 적용하여 결과가 충분히 수렴하도록 하였다. 100 m 지점에서의 속도 프로파일을 살펴보면 Fig. 31과 같은 역산된 속도 프로파일을 얻을 수 있었다. 오프셋이 5 m, 10 m인 경우에는 실제 속도프로파일과 유사한 경향이 나타났으나, 오프셋이 15 m인 경우에는 역산 결과가 발산하여 오차가 커짐을 확인할 수 있었다. 이때 음원추정 결과를 살펴보면 Fig. 32와 같이 실제 음원과 추정된 음원이 차이가 나는 것을 확인할 수 있었는데, 이는 수치모델링 방법의 차이에 기인한 것이라 사료된다. Fig. 33와 같이 알고리즘에 사용된 뮈팅된 실제 관측자료와 수치모델링을 통해 얻은 모델링자료를 비교해 보면 오프셋이 증가할수록 두 트레이스의 차이가 커짐을 확인할 수 있었다. 이를 통하여 오프셋이 10 m 이상인 경우 역산 결과의 오차가 커지기 때문에 알고리즘의 적용이 한계가 있지만, 10 m 이내의 오프셋 자료에서는 신뢰 가능한 지하매질 도출이 가능할 것이라 생각된다.

**Table. 5** Number of iteration for applied algorithm

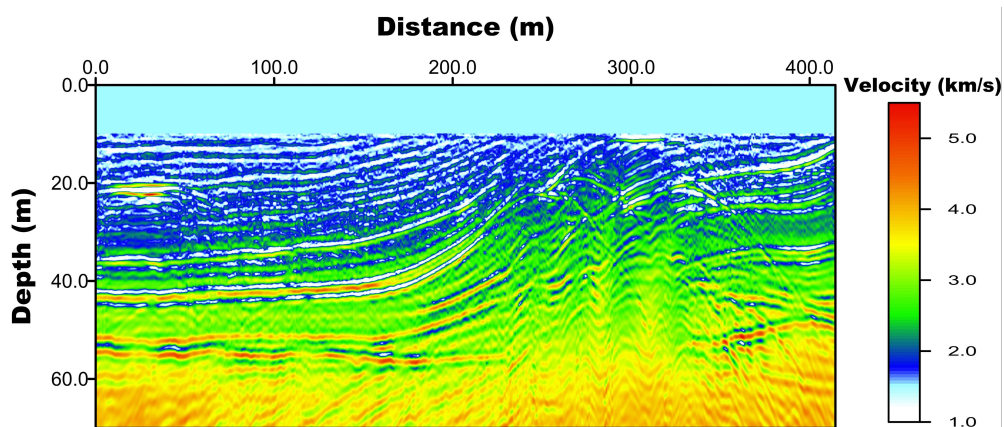
<b>offset (m)</b>	<b>0</b>	<b>5</b>	<b>10</b>	<b>15</b>
number of iterations	40	40	55	80



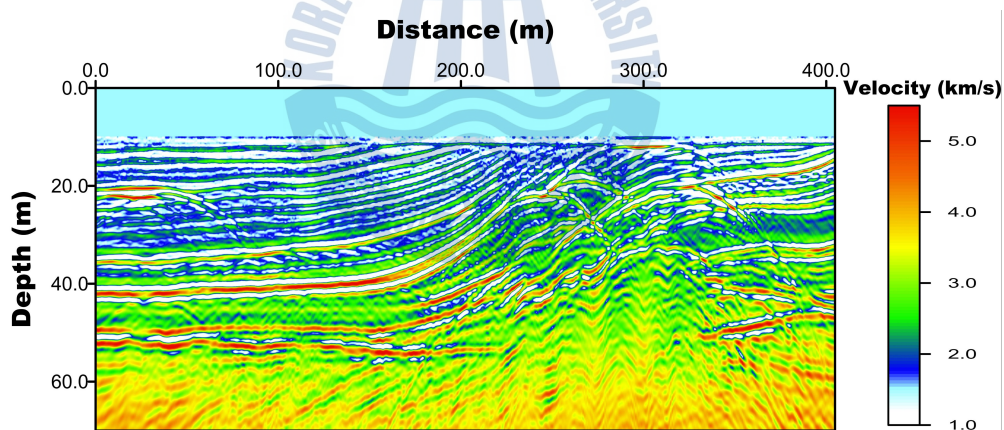
(a)



(b)

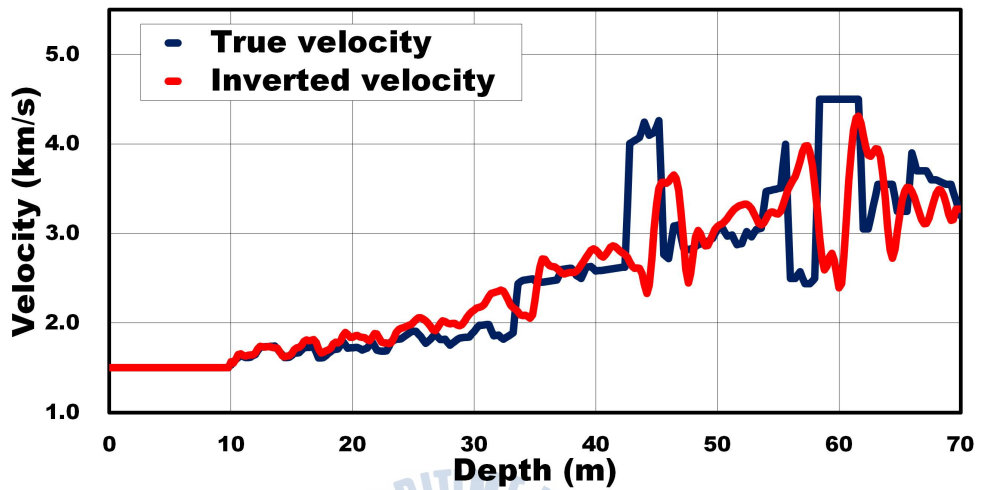


(c)

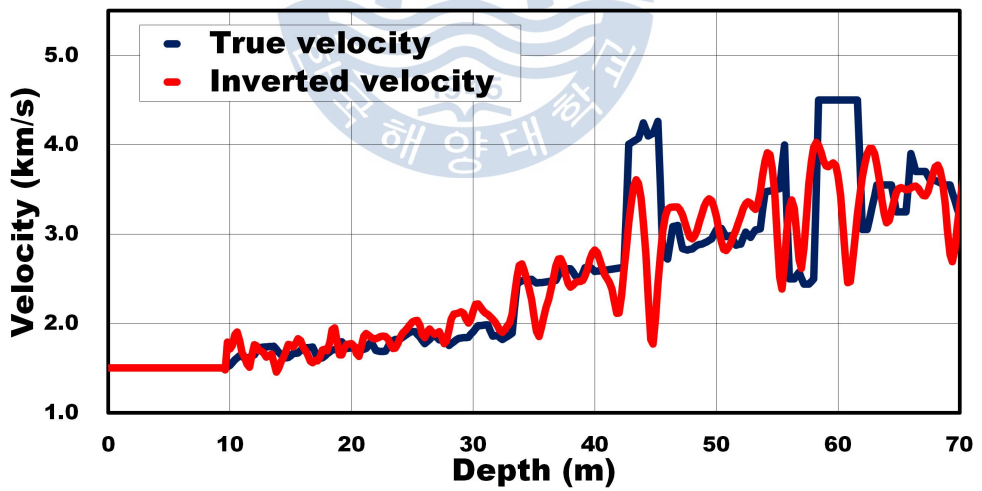


(d)

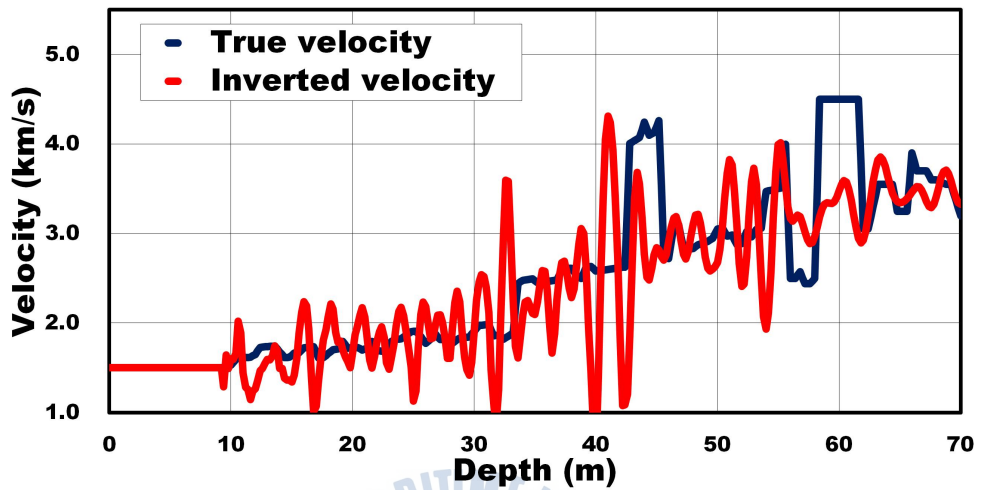
**Fig. 30** Inverted p-wave velocity model at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d)



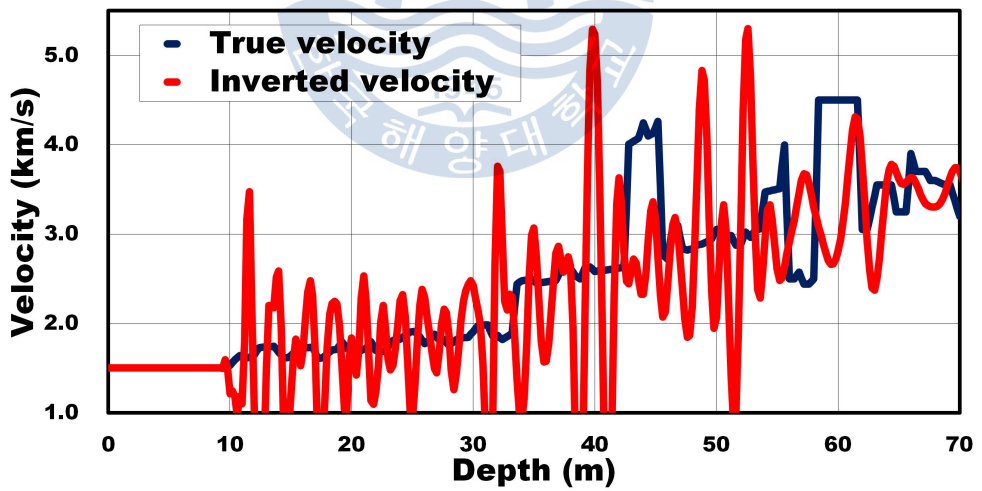
(a)



(b)

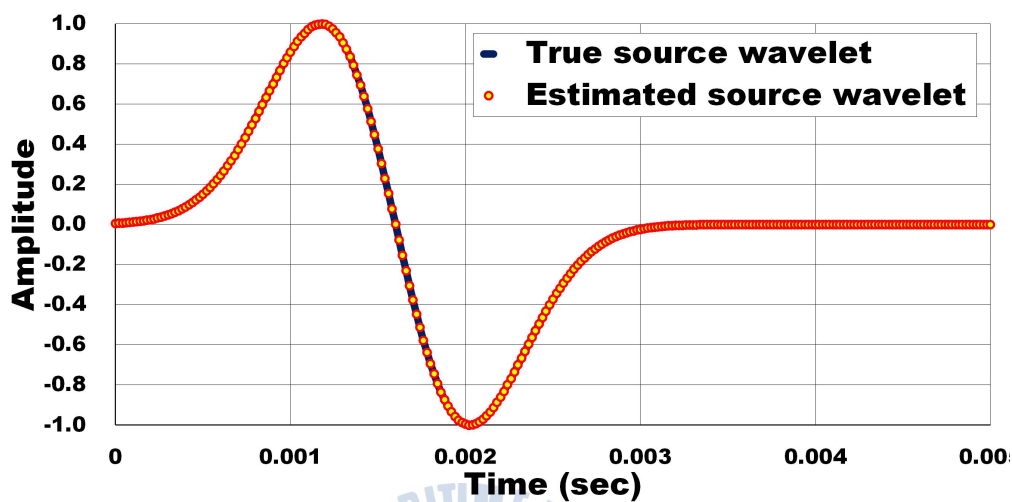


(c)

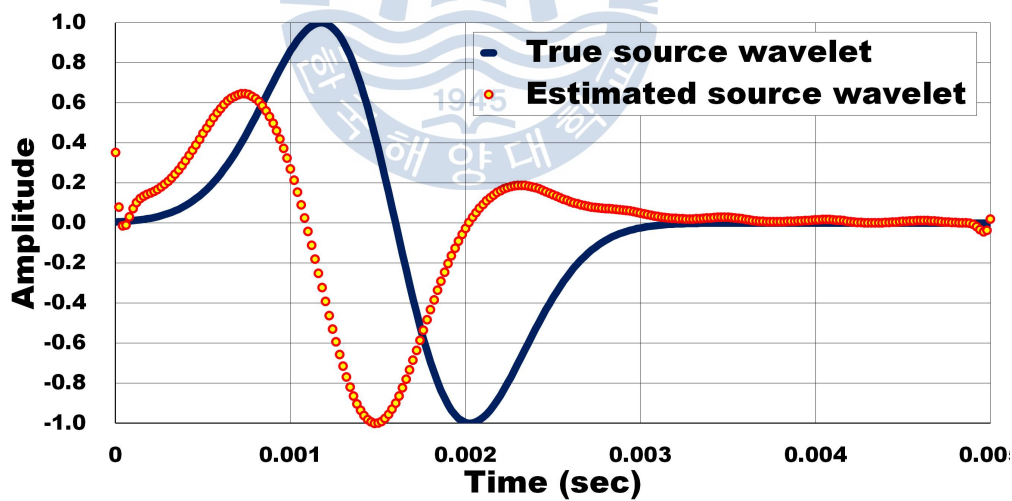


(d)

Fig. 31 Comparison of true and inverted velocity profile at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d) obtained from 100 m

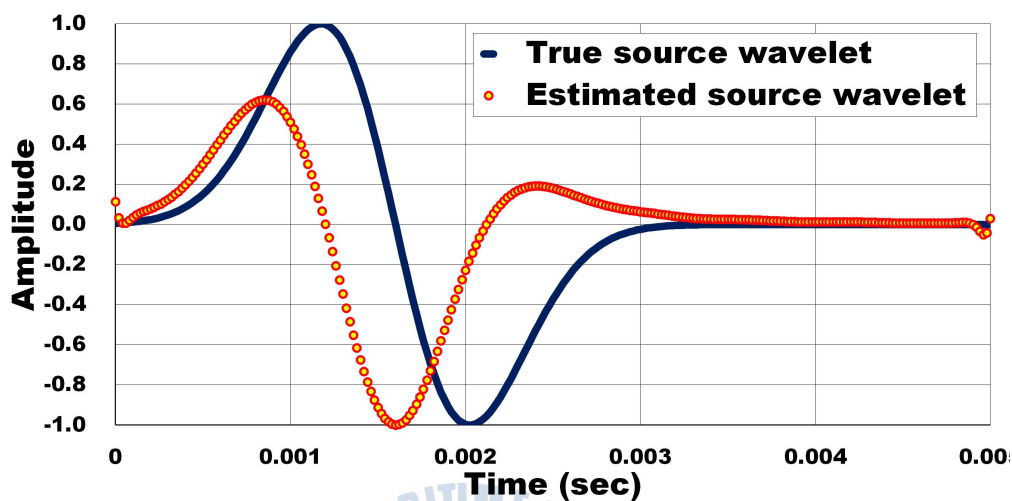


(a)

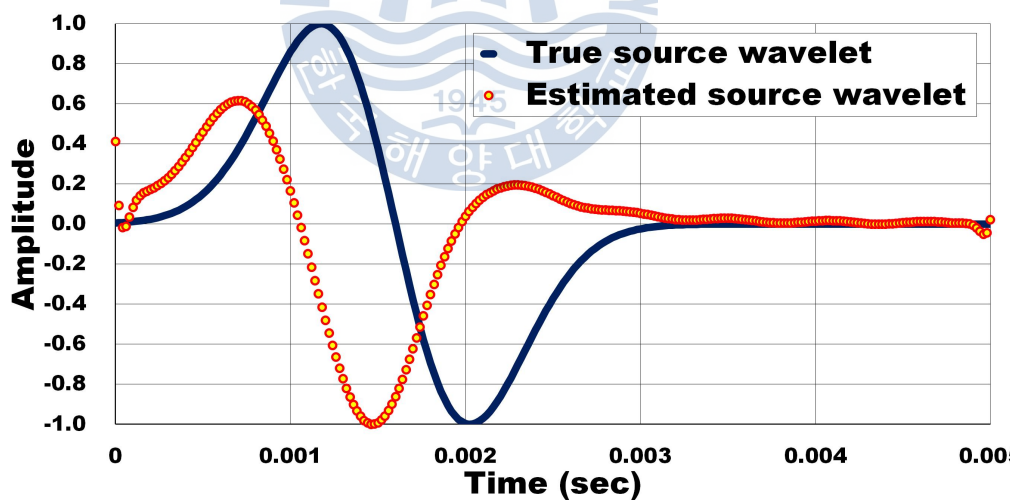


(b)



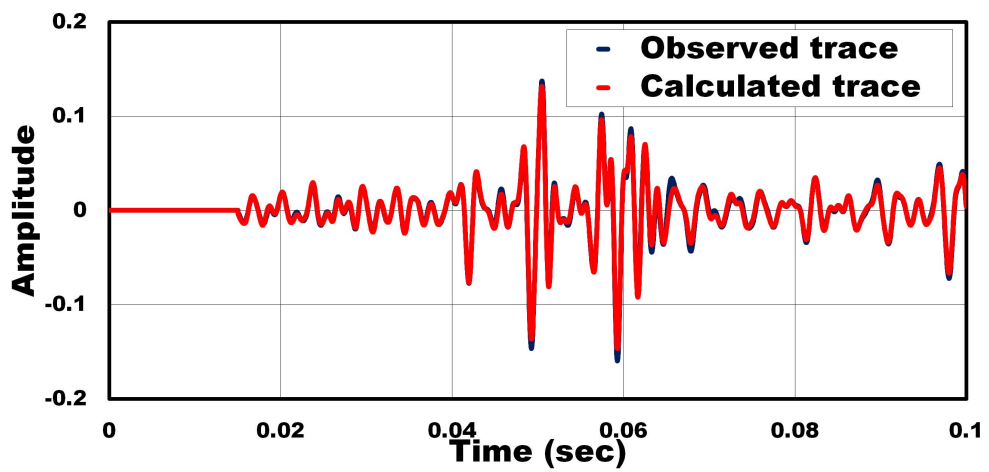


(c)

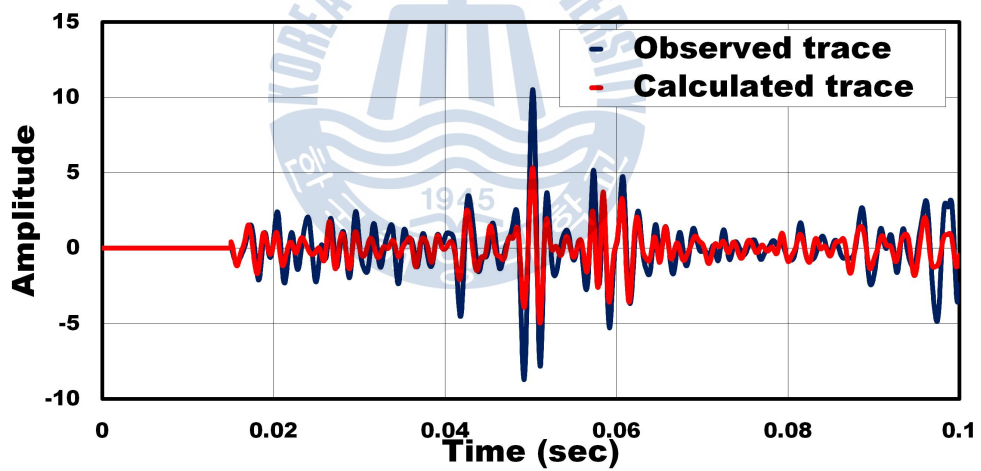


(d)

Fig. 32 Comparison of true and estimated source wavelet at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d) obtained from 100 m



(a)



(b)



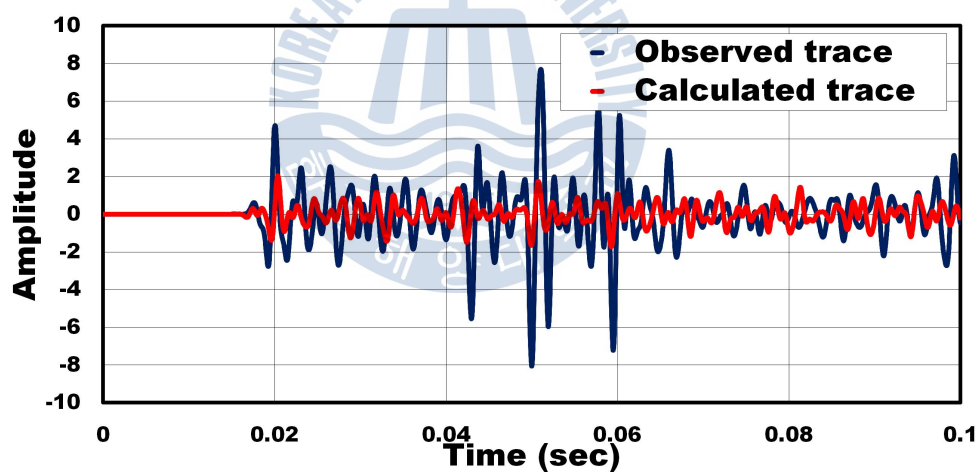
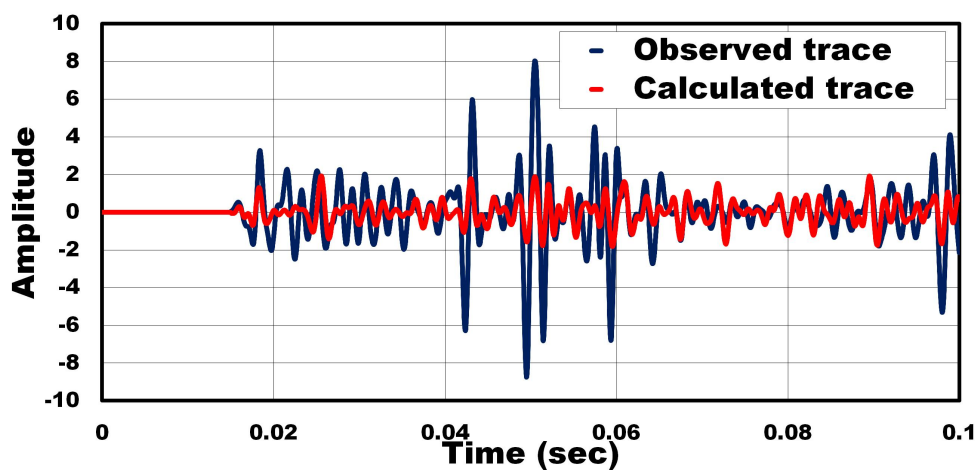


Fig. 33 Comparison of observed and calculated trace at offset 0 m (a), offset 5 m (b), offset 10 m (c), offset 15 m (d) obtained from 100 m

## 4.2 현장 관측자료에 대한 알고리즘 적용

### 4.2.1 현장 관측자료 취득 및 처리

개발된 알고리즘을 현장에서 취득된 단일채널 탄성과 탐사자료에 적용해 보았다. 현장자료는 부산항내에서 취득한 탄성과 탐사자료로써, 중심주파수 400 Hz의 듀얼부머와 단일채널 스트리머를 사용하였다. 탐사 구역은 Fig. 34와 같이 부산항 내 해상이며, 북서-남동 방향으로 취득한 탐사 자료로써, 탐사 파라미터는 Table. 6과 같이 기록시간 0.1 sec, 시간간격은 0.02 ms이다. 발파 횟수는 908개이며, 발파 간격은 0.5 sec로써 탐사선의 속도를 4~5 노트를 가정할 때 1.25 m이다. 취득된 자료는 Fig. 35와 같은 자료처리과정을 수행하였다. 자료의 처리는 Seismic unix를 이용하였다. 취득된 관측자료는 Fig. 36 (a)와 같으며, 자료처리 후 Fig. 36 (b)와 같은 탄성과 자료를 얻었다.

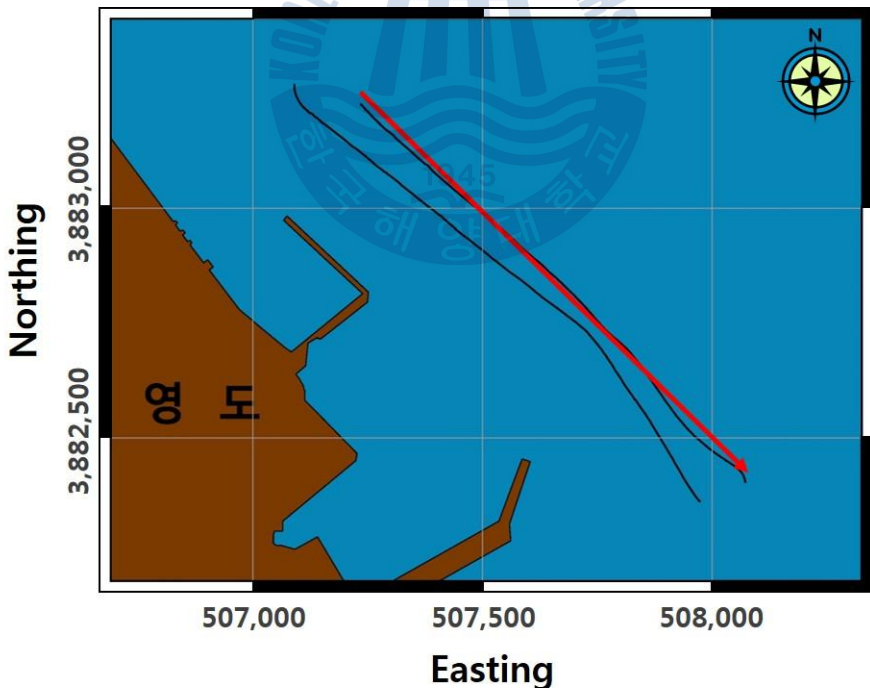
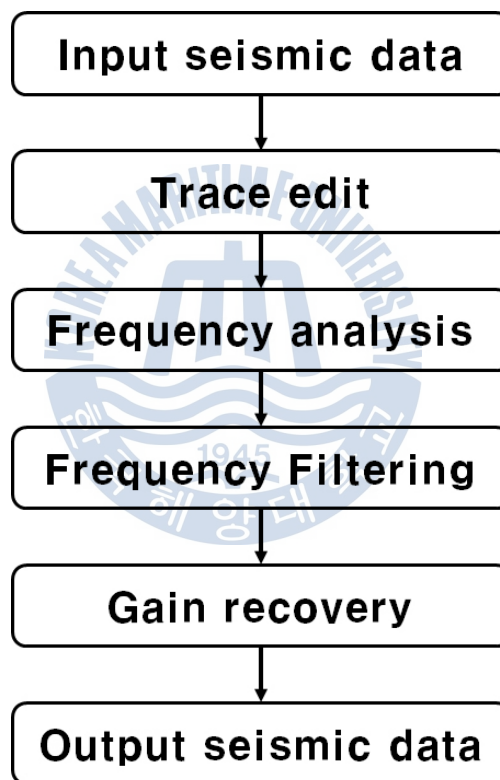


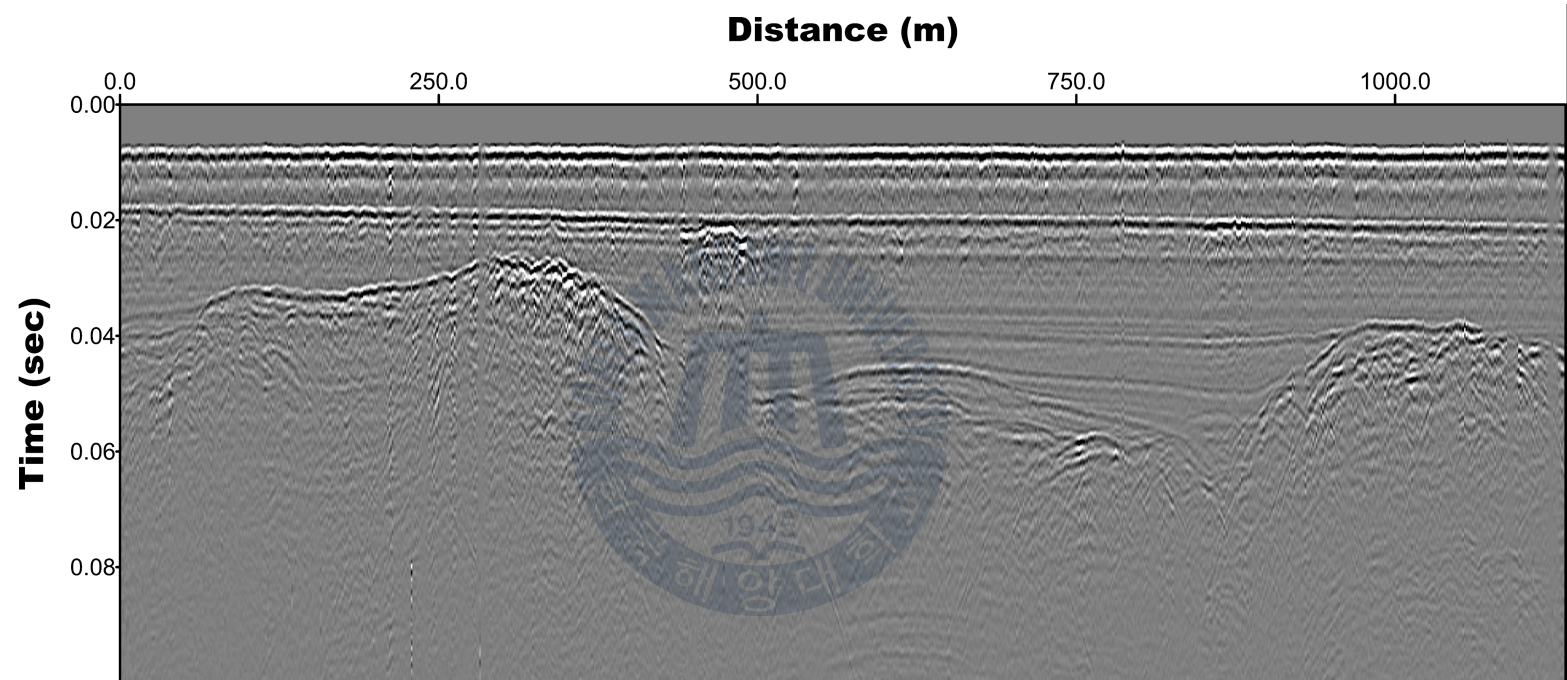
Fig. 34 Track chart at the Busan Port

**Table. 6** Seismic survey parameter obtained from the Busan Port

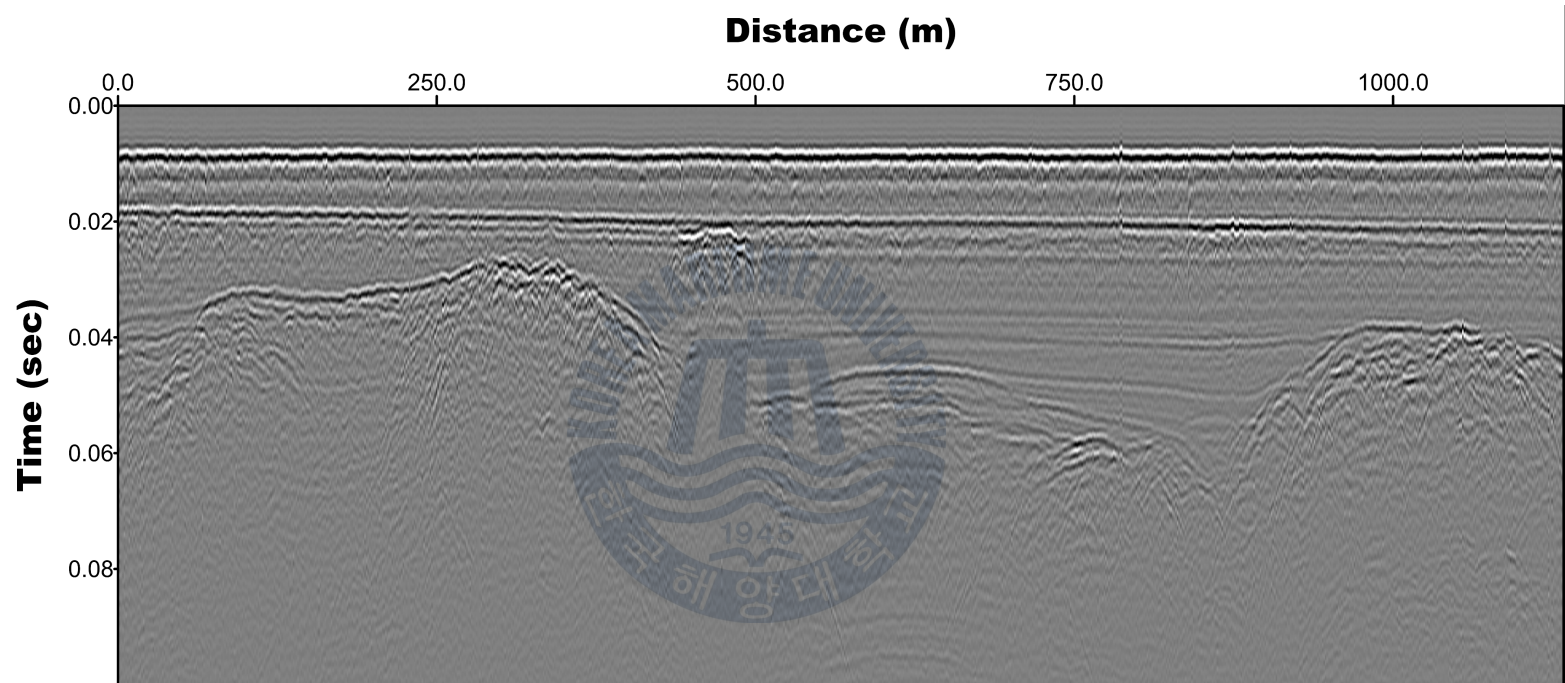
<b>Parameter</b>	<b>Value</b>
number of sample	5000
sampling interval (ms)	0.02
number of shot	908
shot interval (m)	1.25
inner offset (m)	10
source	Dual boomer
dominant frequency (Hz)	400



**Fig. 35** Flowchart of data processing using field data set obtained from the Busan Port



(a)



(b)

**Fig. 36** Raw seismogram obtained from the Busan Port (a), processed seismogram (b)

#### 4.2.2 알고리즘 적용 결과

현장 관측자료에 알고리즘을 적용하여 지하 속도모델을 도출하였다. 알고리즘 적용을 위한 초기 속도모델은 Fig. 37과 같이 1.5 km/s에서 3.0 km/s까지 속도가 증가하는 선형 증가 모델로 설정하였다. 반복횟수는 25회이며, RMS오차를 살펴보면 Fig. 38과 같이 감소하는 것을 확인하였다. 역산된 속도모델은 Fig. 39와 같이 현장 관측자료의 반사점과 유사한 결과를 얻을 수 있었다. 단일채널 탄성과 자료의 반사이벤트는 실제 지질구조와 상응하는 것을 고려할 때, 역산 결과가 실제 지질구조를 잘 반영하고 있다고 판단된다. 250 m, 500 m, 750 m에서의 속도 프로파일을 살펴보면 Fig. 40과 같다. 또한 Fig. 41과 같이 파형역산에 사용된 뮤팅된 관측자료와 수치모델링을 통해 계산된 모델링자료를 비교해보면 서로 유사함을 확인할 수 있었다.

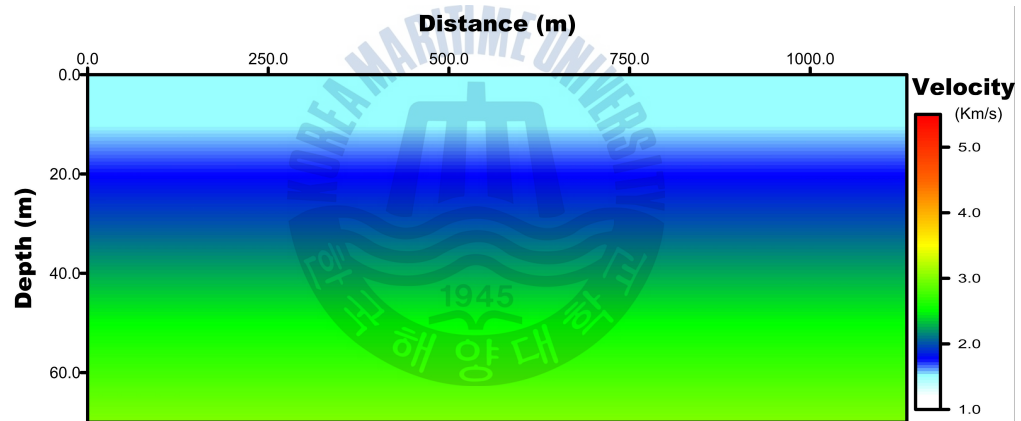


Fig. 37 Linear increased initial velocity model

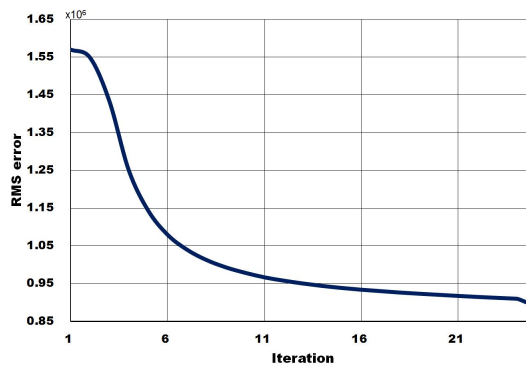
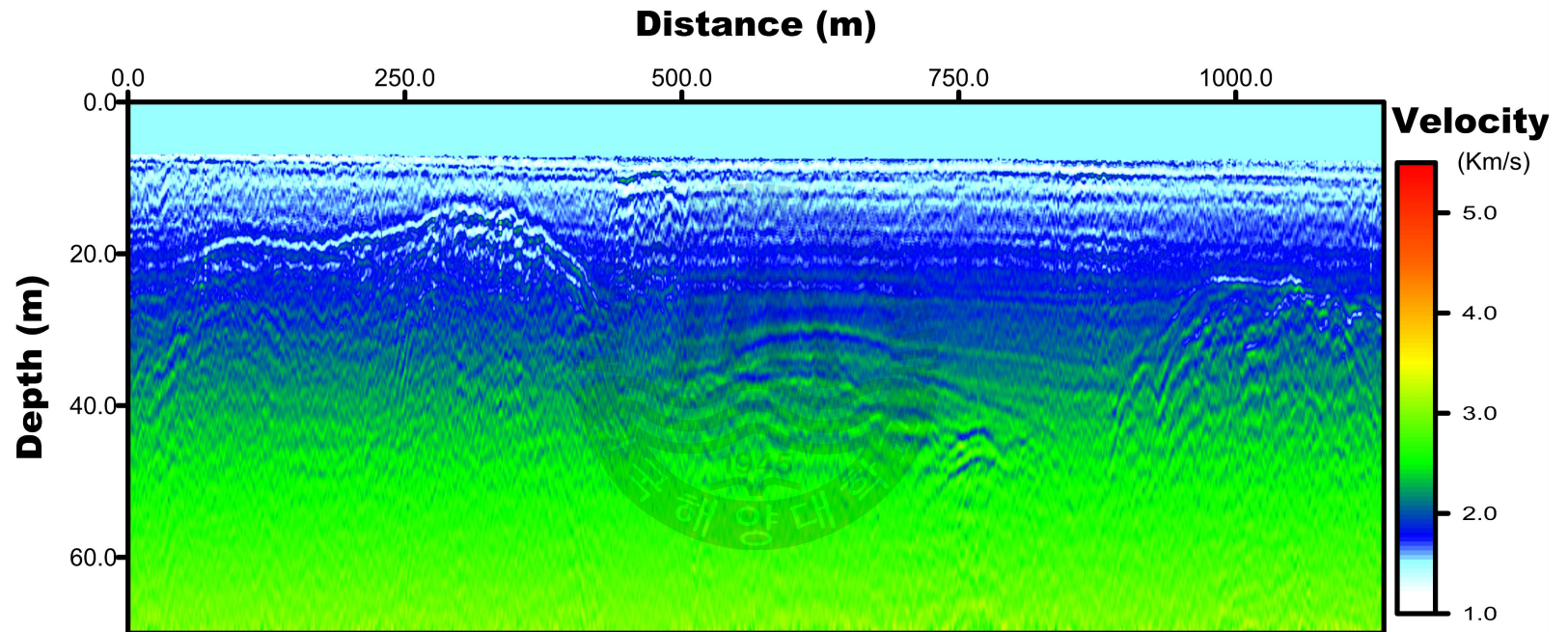


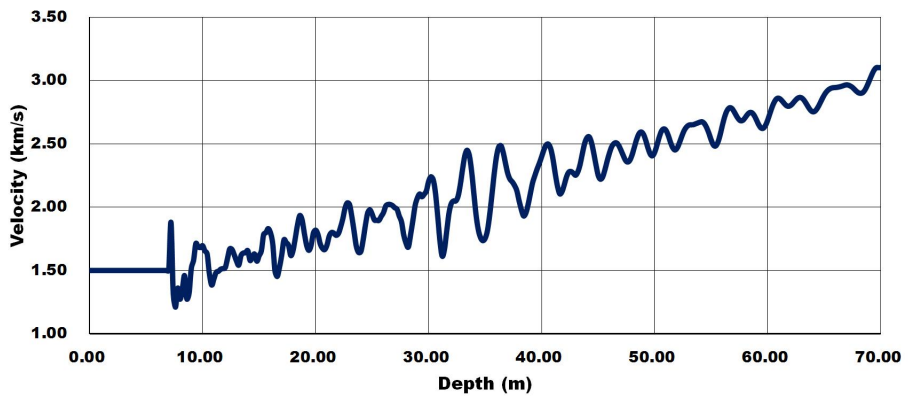
Fig. 38 RMS error according to iteration



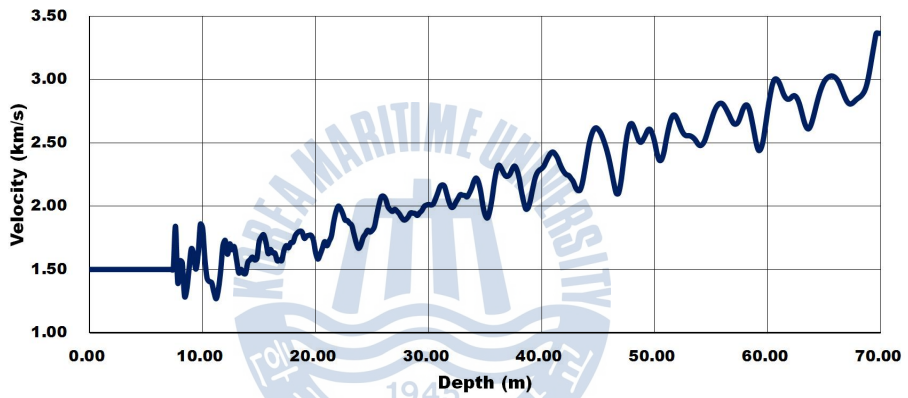


**Fig. 39** Inverted velocity model using field data set at the Busan Port

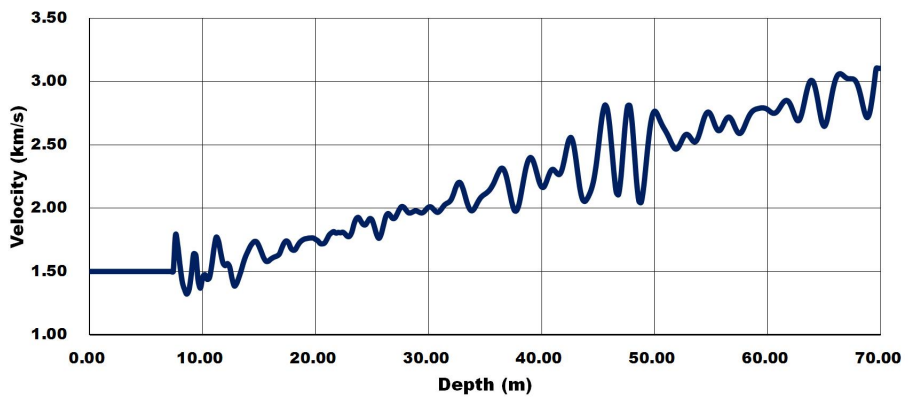




(a)

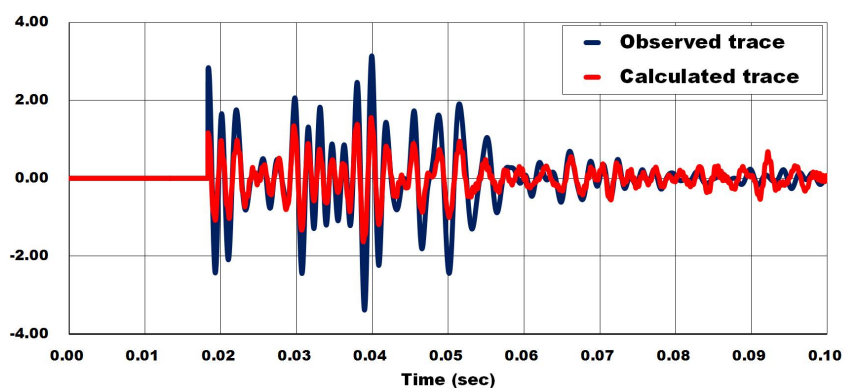


(b)

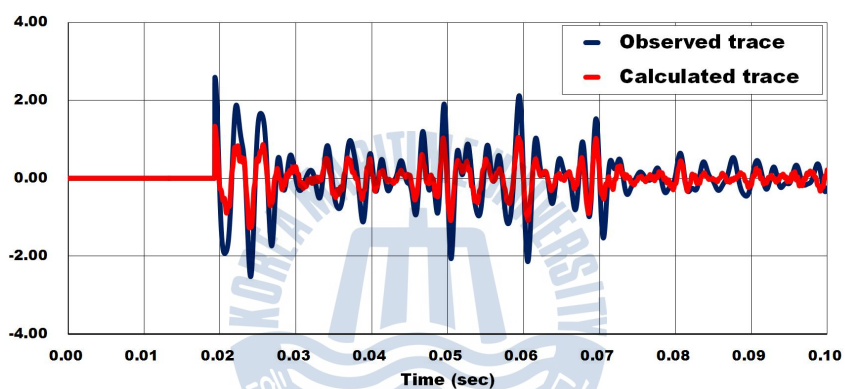


(c)

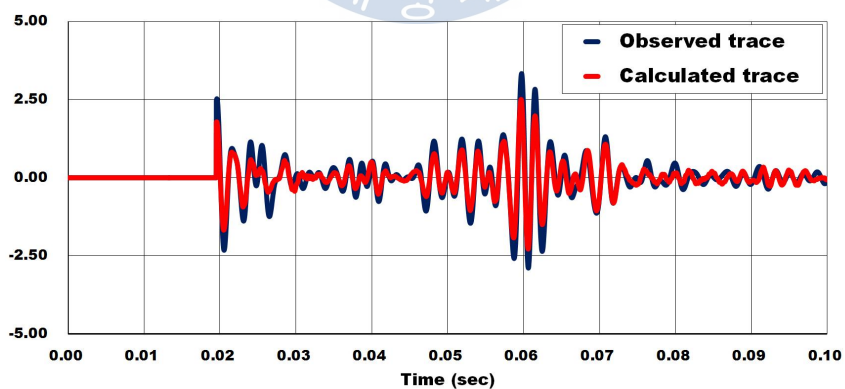
**Fig. 40** Inverted velocity profile obtained from 250 m (a), 500 m (b), 750 m (c)



(a)



(b)



(c)

**Fig. 41** Comparison of observed and calculated trace obtained from 250 m (a), 500 m (b), 750 m (c)

## 제 5 장 결 론

본 연구에서는 가우스-뉴턴법을 이용하여 탄성과 단일 트레이스를 이용한 역산 알고리즘을 개발하였고, 이를 중합 후 자료와 단일채널 탄성과 자료에 적용해 보았다. 기존의 탄성과 단일 트레이스를 이용한 파형역산은 콘볼루션 이론을 바탕으로 간단하고 빠르게 지하매질의 물성정보를 얻을 수 있으나, 제한된 주파수 범위를 가지는 탄성과 트레이스의 특성상 수직해상도에 한계를 가지게 된다. 이에 본 연구에서는 중합 전 탄성과 파형역산에 적용되어 좋은 결과를 얻고 있는 가우스-뉴턴법을 이용한 파형역산 알고리즘을 탄성과 단일 트레이스 역산에 적용하여 보았으며 다음과 같은 결론을 얻을 수 있었다.

1. 탄성과 단일 트레이스 역산 알고리즘을 개발함에 있어 1차원 지하매질을 가정하였으며, 중합 후 탄성과 자료와 단일채널 탄성과 탐사 자료에 적용하여 지하 속도모델 도출이 가능함을 확인하였다.
2. 1차원 탄성과동방정식을 풀기 위하여 1차원 엇격자 지하매질에서의 물성 분포를 구성하였으며, 시간영역에서의 4차 근사된 엇격자 유한차분법을 이용한 수치모델링을 수행하였다.
3. 가우스-뉴턴법의 적용하기 위하여 1차원 탄성과동방정식에 적합한 가상음원을 정의하였으며, 수치모델링을 이용한 편미분파동장 계산을 수행하였다. 가상음원을 이용하여 계산된 편미분파동장은 유한차분법을 이용하여 직접 구한 편미분파동장과 비교하여 검증하였다. 검증결과 정의된 가상음원을 이용한 수치모델링을 통하여 편미분파동장 계산이 가능함을 확인하였다.
4. 헤시안 행렬은 편미분파동장을 이용하여 직접적으로 구성하여, 역산결과의 정확성을 높였으며, 감쇠율을 적용하여 헤시안 행렬의 불안정성을 개선하였다.
5. 탄성과 관측자료로부터 음원향을 추정하기 위하여 디콘볼루션방법을 이용한

음원추정알고리즘을 적용하였으며, 정확한 음원추정을 위하여 전파속도가 알려진 해수층에서 전파된 직접파 부분을 활용하였다.

6. 알고리즘에 적용한 탄성과 관측자료는 해저반사파를 피킹하여 직접파와 반사파로 구분하였으며, 직접파 부분은 음원추정에 활용하였고, 반사파 부분은 파형역산에 활용하였다.
7. Marmousi2 모델에서 수치모델링 자료를 생성하였으며, 자료처리를 통해 중합 후 자료로 변환하였다. 생성한 중합 후 자료는 개발된 알고리즘과 Hampson-Russell의 중합 후 역산 알고리즘에 적용하여 비교하였다.
8. 개발된 알고리즘과 기존의 중합 후 역산 알고리즘을 비교한 결과, 개발된 알고리즘은 기존에 비해 보다 정확한 파형역산이 가능함을 확인할 수 있었다.
9. 개발된 알고리즘을 단일채널 탐사자료에 적용하기 위하여 오프셋에 따른 효과를 확인한 결과, 오프셋이 10 m 이상인 경우에는 역산결과가 발산하여 신뢰성이 떨어지는 것을 확인하였다.
10. 부산항에서 취득한 현장 관측자료에 알고리즘을 적용한 결과, 지하 지질구조가 잘 반영된 속도모델을 얻을 수 있었다.

개발된 알고리즘을 이용하여 위의 결과를 얻을 수 있었다. 이를 통하여 가우스-뉴턴법을 이용한 단일 탄성과 트레이스 역산이 중합 후 파형역산이나 단일채널 탄성과 탐사 자료에 이용할 수 있음을 확인할 수 있었으며, 이외에도 다중채널 탄성과 탐사의 채널당 샷모음 자료에 적용하여, 개략적인 지하 속도정보 파악 및 중합 전 파형역산을 위한 초기 속도모델로도 활용이 가능할 것이라 사료된다. 하지만 개발된 알고리즘을 단일채널 탄성과 탐사 자료에 적용하기 위해서는 10 m이내의 오프셋을 가지는 탐사 자료에만 적용 가능한 한계를 보였다. 이는 탄성파의 감쇠, 산란의 영향을 고려하지 않는 단일 탄성과 트레이스 역산의 한계라고 사료된다. 따라서 향후 오프셋이나 주변 지형에 대한 고려가 가능한 1.5차원 수치모델링을 이용한 역산이나 탄성과 감쇠 특성을 고려할 경우 보다 향상된 지하 물성 도출이 가능할 것이라 기대된다.

## 감사의 글

2년간의 대학원 생활을 되돌아 보면 후회와 아쉬움이 많지만, 좋은 환경에서 좋은 사람들과 함께 지내며 즐겁고 행복했던적이 더 많았던것 같습니다. 대학원 생활을 마치며 작은 성과를 낼수 있도록 도움을 주신분께 이렇게 글로나마 감사의 말씀을 드리고자 합니다. 먼저 연구실에서 공부에 전념할 수 있도록 물심양면으로 도와주시고, 많은 가르침으로 저를 깨우쳐 주신 신성렬 교수님께 감사의 말씀을 드리고자 합니다. 그리고 제가 논문을 쓰는데 처음부터 가르쳐 주시고 이끌어 주신 정우근 교수님께도 감사의 말씀을 드립니다. 두 분 교수님의 가르침 덕분에 제가 여기까지 올수 있었습니다. 그리고 좋은 수업과 가르침을 주신 장원일 교수님, 임종세 교수님, 윤지호 교수님, 유경근 교수님께도 감사의 말씀 드립니다.

아무것도 모르는 저를 처음부터 가르치고 알려준 지호형, 연구실에서 생활하는 동안 선배로써 형으로써 좋은 말도 많이 해주고 모범을 보여준 휘경형과 진우형 고맙습니다. 나를 이쪽길로 끌고온 민영아 덕분에 평생 할 것을 찾은 것 같다. 그리고 연구실 후배인 승재, 보람이, 이번에 대학원 시작하는 채현이, 준석이 모두 열심히 하고 원하는 것을 이루기를 바란다. 그리고 학부 때부터 대학원까지 근 5년동안 같이 어울린 종걸이, 창호, 용훈이, 홍주, 기호, 오혁이, 비룡이 모두 고맙고, 졸업하고서도 지금처럼 지냈으면 좋겠다. 이외에도 대학원 생활을 하면서 도움을 주신 각 실험실의 선배님, 후배님, 학과사무실과 사업단에서 학교생활을 하는데 많은 편의를 봐주신 숙현누님과 미선이에게도 감사의 인사를 드립니다. 그리고 영도에만 있는 나를 어떻게든 밖으로 불러낸 현규, 종경이, 대한이, 재범이, 벌써 3아이 아빠가 된 형준 형, 세현아 모두 고맙다.

말도 안듣고 못난 아들이지만, 언제나 제편이 되어주고 저의 선택을 존중해 주시는 부모님, 동생 연준이. 말로는 못하지만 글로나마 감사하고 사랑합니다. 이외에도 대학생활을 하며 도움을 주신 모든 분들께 감사의 인사를 전하며 글을 마칩니다.

## 참고문헌

Alford, R.M., Kelly, K.R. & Boor, D.M., 1974, Accuracy of finite difference modeling of the acoustic wave equation, *Geophysics*, 39, pp.834-842.

Cho, C. & Lee, H., 2009, Application of convolutional perfectly matched layer method to numerical elastic modeling using rotated staggered grid, *Jigu-Mulli-wa-Mulli-Tamsa*, 12, pp.183-191.

Graves, R.W., 1996, Simulating seismic wave propagation in 3D elastic media using staggered-grid finite differences, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, pp.1091-1106.

Ha, T.Y., Chung, W.K. & Shin, C., 2009, Waveform inversion using a back-propagation algorithm and a Huber function norm, *Geophysics*, 74, pp.R15-R24.

Jang, S., Kim, Y., Suh, S. & Ko, J., 2009, Seismic source signature prediction using seismic interferometry, *Journal of the Korean Society for Geosystem Engineering*, 46, pp.36-44.

Jung, J., 2013, Porosity estimation of a carbonate reservoir, Lodgepole Formation using partial impedance inversion and pseudo-well techniques, Master's thesis, Kongju National University.

Kelly K.R., Ward, R.W., Treitel Sven & Alford, R.M., 1974, Synthetic seismograms: A finite difference approach, *Geophysics*, 41, pp.2-27.

Khien T. Tran & Dennis R. Hiltunen, 2012, One-dimensional inversion of full waveforms using a genetic algorithm, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 17, pp.197-213.

Kim, Y., Cho, Y. & Shin, C., 2013, Estimated source wavelet incorporated reverse-time migration with a virtual source imaging condition, *Geophysical Prospecting*, 61, pp.317-333.

Kim, Y., Jang, S. & Yoon, W., 2007, Seismic modeling for inhomogeneous medium, *Economic and Environmental Geology*, 40, pp.739-749.

Komatitsch, D. & Martin, R., 2007, An unsplit convolutional perfectly matched layer improved at grazing incidence for seismic wave equation, *Geophysics*, 72, pp.SM155-SM167.

Kumar, V. & Gupta, B., 2012, Nonlinear one-dimensional seismic waveform inversion using Harmony search, *International Geophysics Conference and oil & gas exhibition*, pp.1-4.

Lailly, P., eds Bednar, J.B., Redner, R., Robinson, E., Weglein, A., 1983, The seismic inverse problem as a sequence of before stack migration, in *Conference on Onverse Scattering:Teory and Application*, pp.206-220. Soc, Ind. Apl. Maht.:Philadelphia.

Mora, P., 1987, Nonlinear two-dimensional elastic inversion of multi offset seismic data, *Geophysics*, 52, pp.1211-1228.

Park, M.H., Kim, J.H., Lee, S.D., Choi, J., Y. & Kil, Y. W., 2010, Geochemical characteristics of devonian cairn formation in Alberta, Canada, *Economic and Environmental Geology*, 43, pp.85-100.

Pratt, R.G., 1990, Inversion theory applied to multi-source crosshole tomography. Part 2:elastic wave-equation method, *Geophysical Prospect*, 38, pp.311-329.

Pratt, R.G., Shin, C. & Hicks, G.J., 1998, Gauss-newton and full newton method in Frequency-space seismic waveform inversion, *Geophysics*, 133, pp.341-362.



Pyun, S.J., Son, W.H. & Shin, C., 2009, Frequency-domain waveform inversion using an l1-norm objective function, *Exploration Geophysics*, 40, pp.227-232.

Roth, M., 2004, Seismic processing: past, present and future, *First Break*, 44

Russell, B., 1991, Comparison of poststack seismic inversion method, 1991 SEG Annual Meeting, pp.876-878.

Sheen, D.H., Tuncay, K., Baag, C.E. & Ortoleva, P.J., 2006, Time domain Gauss-Newton seismic waveform inversion in elastic media, *Geophysical Journal International*, 166, pp.1373-1384.

Shin, C. & Cha, Y.H., 2008, Waveform inversion in the Laplace domain, *Geophysical Journal International*, 173, pp.922-931.

Shin, C. & Cha, Y.H., 2009, Waveform inversion in the Laplace-Fourier domain, *Geophysical Journal International*, 177, pp.1067-1079.

Shin, C., Yoon, K., Marfurt, K.J., Park, K., Yang, D., Lim, H.Y., Chung, S. & Shin, S., 2001, Efficient calculation of partial derivative wavefield using reciprocity for seismic imaging and inversion, *Geophysics*, 66, pp.1856-1863.

Shin, S., Shin, C. & Suh, J., 1997, Finite difference seismic modeling using staggered grid, *Journal of the Korean Society for Geosystem Engineering*, 34, pp.168-174.

Sven Treitel & Laurence R. Lines, 1999, Past, present and future of geophysical inversion—a Y2K analysis, *CREWS Research Report*, 11, pp.12-20.

Tarantola, A., 1984, A strategy for nonlinear elastic inversion of seismic reflection data, *Geophysics*, 49, pp.1259-1266.

Tarantola, A., 1987, *An inverse problem theory: methods for data fitting and parameter estimation*, Elsevier Science Publ. Co., New York

Virieux, J. & Oprto, S., 2009, An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics, *Geophysics*, 74, pp.wcc127-wcc152.

## **Bibliography**

현병구, 1995, 물리탐사용어사전, 선일문화사.

David Forel, Thomas Benz & Wayne D. Pennington, 2005, *Seismic data processing with Seismic Unix*, SEG.

Hampson-Russell Software Services Ltd., 1999, *Theory of the strata program*, Hampson-Russell Software Services Ltd.

Luc T. Ikelle & Lasse Amundsen, 2005, *Introduction to petroleum seismology*, SEG.

